THE UNIVERSITY
OF ILLINOIS
LIBRARY

550.5
NJB
v.36

UNIVERSITY OF
ILLINOIS LIBRARY
AT URBANA-CHAMPAIGN
GEOLOGY

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. Fr. Frech, in Breslau. Th. Liebisch in Berlin.

XXXVI. Beilage-Band.

Mit XXIX Tafeln, 5 Profilbeilagen und 133 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Alle Rechte, auch das der Übersetzung, vorbehalten.

Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

550.5
N J B
v.36
Geology

Inhalt.

Seite

Altpeter, Otto: Beiträge zur Anatomie und Physiologie von Alveolina. (Mit Taf. VI, VII und 4 Serien Textabbildungen.) . . . . . 82—112

Boehm, Georg: Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel.
IX. W. Soergel: Lias und Dogger von Jefbie und Fialpopo (Misólarchipel). (Mit Taf. XXI—XXIV und 12 Textfiguren.) 586—650

Dübigk, Hedwig: Über das Weißbleierz von Otavi bei Tsumeb in Deutsch-Südwestafrika. (Mit 6 Textfiguren.) . . . . . 214—246

Fenner, D.: Über Topaskristalle von Minas Novas. (Mit 49 Textfiguren.) . . . . . 704—767

Freudenberg, Wilhelm: Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine. (Mit Taf. VIII—XII.) . . . . . 282—331

Gemsky, Hans: Kristallographische und thermische Untersuchung des ternären Systems Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid. (Mit Taf. XVIII, XIX und 22 Textfiguren.) . . . 513—559

Hahn, F. Felix: Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nordamerika) und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern. (Mit Taf. I—III und 15 Textfiguren.) . . . . . 1—41

Henssen, Wilhelm: Beiträge zur Petrographie von Kamerun . . . . . 247—281

282467

Seite

Leidhold, Clemens: Die Quarzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. (Mit Taf. XIII.) . . . 332—369

Löwe, Fritz: Das Wesergebirge zwischen Porta- und Süntelgebiet. (Mit 5 Profilbeilagen.) . . 113—213

Oertel, Walter: Stratigraphie und Tektonik der Gegend von St. Brais und Saulcy im Schweizer Jura. (Mit 1 Karte [Taf. IV], Profilen [Taf. V] und 2 Textfiguren.) . . . . . 42—81

Renz, Carl: Zur Geologie des östlichen Kaukasus. (Mit Taf. XXV—XXIX und 3 Textfiguren.) 651—703

Sederholm, J. J.: Über ptygmatische Faltungen. (Mit Taf. XVII und 16 Textfiguren.) . . . 491—512

Steinmann, Gustav: Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika.

XX. L. Sommermeier: Die Fauna des Aptien und Albien im nördlichen Perú. Teil II. (Mit Taf. XIV, XV.) . . . . . 370—412

Täuber, Antonie: Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder großen Seen. (Mit Taf. XVI und 2 Textfiguren.) . . . . 413—490

Wanner, J.: Zur Geologie der Inseln Obimajora und Halmahera in den Molukken. Mit Beiträgen von H. Bücking, G. Boehm und F. Sarasin. (Mit Taf. XX und 2 Textfiguren.) . . . . . 560—585

Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nordamerika) und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern.

Von

F. Felix Hahn (z. Z. in New York).

Mit Taf. I—III und 15 Textfiguren.

Inhaltsübersicht.

Störungszone bei Trenton Falls.
Weitere Beispiele von Unterwasser-Gleitungen.
Rezente Verhältnisse. — Diluviale und tertiäre Phänomene. — Mesozoische und paläozoische Vorkommen. — Endostratische Geschiebe und Breccien. — Ihre Verbreitung durch die ganze Systemskala.
Allgemeinere Züge subaquatischer Hangbewegungen und ihre Unterscheidungsmöglichkeit von ähnlichen Deformationsvorkommen.
Verschiedene Arten. — Ihre Kriterien. — Auslösende Faktoren. — Analoge Störungen auf dem Lande, durch Eisdruck, durch tektonische Eingriffe; diagenetische Deformationen.
Auswertung der Gleitphänomene.

Die von Professor A. W. Grabau (Columbia-Universität, New York) in liebenswürdiger Fürsorge geleitete Sommerexkursion 1911 des geologischen Instituts, die den altberühmten Fundplätzen und Normalprofilen des mittleren und westlichen Staates New York gewidmet war, führte uns auch an die klassische Stätte der Trentonkalke. Nicht nur die klaren stratigraphischen Verhältnisse, die reiche Fossilführung, das eigenartige Wechselspiel von landschaftlicher Schönheit in Farbe und Form zu dem geologisch Gegebenen fesselten mich immer wieder aufs neue, eine andere,

mir seit längerem vertraute und durch die treffliche Skizze Arnold Heim's (1) in ihrem Wesen erschlossene Erscheinung lenkte sofort mein besonderes Interesse auf sich. Die entlang dem dunklen Gemäuer des West-Canada Creeks wundervoll entblößte diskordante Faltungszone inmitten der ruhig sich verebnenden paläozoischen Formationen erschien mir vom ersten Blick ein unzweideutiges Beispiel fossiler untermeerischer Gleitung.

Wenn ich an die folgende Schilderung einige allgemeinere Bemerkungen über diese und ähnliche Störungsbilder knüpfe, so möge dies als ein die Studie Heim's fortsetzender Beitrag zur Kenntnis eines lange mißdeutenden Abschnitts der Sedimentkunde gelten. Eine vollständige Würdigung des Stoffes müßte ja zuerst rezente Vergleichsobjekte verwerten, die uns heute noch zu unvollkommen bekannt sind; auch die benötigte Literatur steht mir augenblicklich nur teilweise zur Verfügung[1].

Die Störungszone bei Trenton Falls.

Es sollen zunächst meine Beobachtungen möglichst in ihrer natürlichen Reihenfolge wiedergegeben werden, um ein Urteil über ihre Schlüssigkeit zu ermöglichen; die geologische Karte Miller's (2) wird hiezu die nötige Unterlage geben.

Am frühen Morgen des 21. August stieg eine kleine Gesellschaft, bestehend aus den Professoren Dr. C. E. Gordon (Amherst, Mass.), Dr. H. Yabe (Sendai, Japan), zwei Studierenden und mir selbst von dem Steilrand der moränenverhüllten Fläche bei Prospect gegen den West-Canada Creek herab, den wir etwa 100 m über dem höchsten Fall erreichten. In wuchtigem Ebenmaß begleitet Bank um Bank des schwärzlichen Gesteins, fast horizontal und weithin mit dem Auge verfolgbar, das „lachende Wasser" des Kauya Hoora. In einer Mächtigkeit von etwa 60 m flußabwärts entblößt, teilt sich der recht gleichförmige Komplex zunächst nur in drei ungleiche Glieder: eine hangende Lage massiven, kristallinischen Kalkes von 8 m Dicke, einer mittleren Gruppe von ziemlich dünnbankigen, stark bituminösen Kalken wechselnden Korns und mit mehrfachen Einschaltungen dunkler, kalkiger Schieferzüge; etwa 35 m

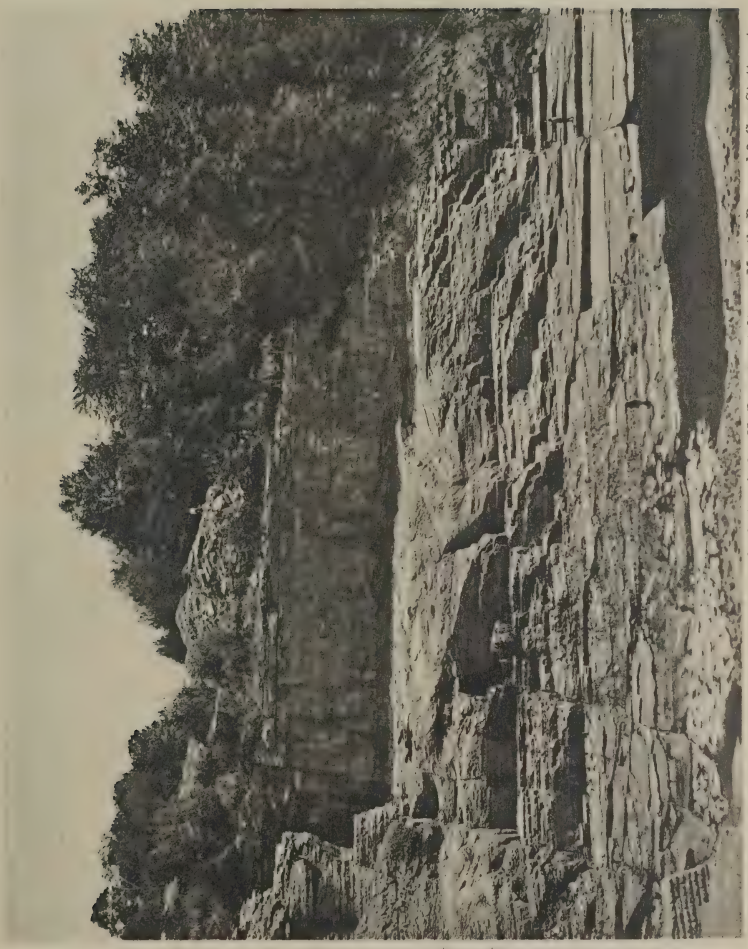
[1] Ich möchte es auch an dieser Stelle nicht unterlassen, Herrn Prof. Dr. H. Yabe und Mr. Ch. C. Mook meinen Dank für die Überlassung der photographischen Abzüge zum Ausdruck zu bringen.

H. Yabe phot.

Fig. 1. Südlich Prospect bei Trenton Falls.

Ch. C. Mook phot. Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Fig. 2. Desgl. Nahaufnahme des rasch anschwellenden Staukeils.

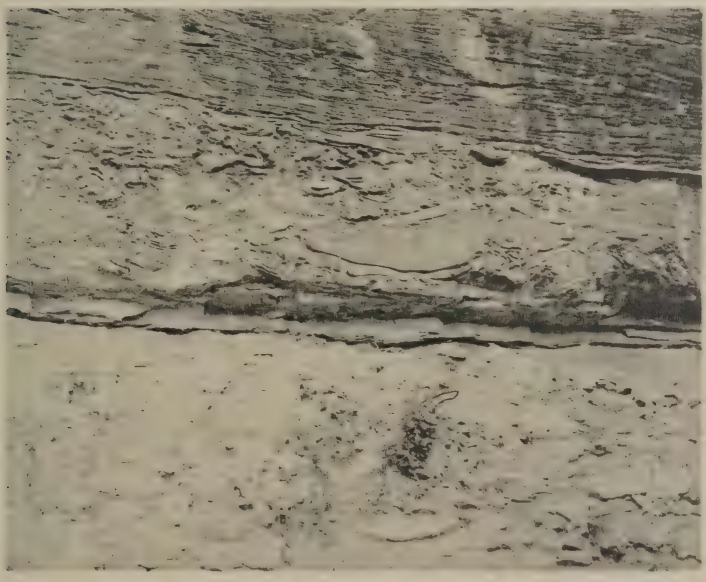


Ostufer des West Canada Creeks am Stauwehr. Trenton Falls.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

F. Felix Hahn: Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls.

H. Yabe phot.
Fig. 1. Subaeolische Kreuzbettung in Kalksand. Bermuda.



Ch. C. Mook phot. Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Fig. 2. Gekrösetextur in der Niagara-Stufe
an der Ostuferbahn südlich Lewiston (New-York).

F. Felix Hahn: Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls.

mächtige Kalke im Liegenden mit zurücktretendem Schiefergehalt. Da die bezeichnenden Fossilien fast durch die ganze Serie ohne auffällige Änderungen gehen (3, 4, 5), nur in der relativen Häufigkeit der einzelnen Formen ein jedoch lange Aufsammlungen erfordernder Horizontweiser gegeben ist und auch der petrographische Charakter sich immer wiederholt, ist eine bestimmte Bank nur durch genaue Messung ihres Abstandes von Sohle und Dach festzulegen.

Nachdem wir uns so mit Gestein und Fauna vertraut gemacht hatten, begannen wir dem allmählich sich verengenden Cañon zu folgen. An scharfer westlicher Biegung macht sich nun südliches Fallen der Schichten bis zu 15° bemerkbar. Eine Verwerfung, deren Fläche N. 70° O. streicht und etwa 60° S. fällt, erzwang die Ablenkung; längs ihr sind die südlich angrenzenden Bänke kräftig zerknetet, kleine und größere Rutschflächen sind bemerkenswerterweise leicht zu finden. Nach Miller (2) hat steiler Aufschub des südlichen Gesteinskörpers in einer wahren Verschiebungshöhe von etwa 50 m stattgefunden. Flußabwärts folgen dann Bänke mit 20—30° südlicher Neigung, die allmählich abnimmt, bis etwa 100 m entfernt unter der den Taleinschnitt überspannenden Brücke horizontale Lage erreicht ist, des weiteren nur noch von eben wahrnehmbaren Unregelmäßigkeiten betroffen.

Ehe man jedoch die Brücke erreicht, zeigt sich östlich zunächst, dann beiderseits ein fremdartiges, unerwartet heftiges Störungsbild: es schaltet sich mitten zwischen die ebenflächig gemauerte Wand eine von 0 bis zu 4 m Stärke anschwellende Lage äußerst verwickelten Kleinbaus ein. Scharf verbogene Sättel und Mulden, an Boden und Decke wie verschliffen, wechseln mit Streifen wirrer Zertrümmerung[1], um dann ganz auszukeilen oder in rasch gewonnenem Zusammenhang zu weniger gestörten Bänken seitlich überzuleiten. Fehlt das Füllmaterial aber ganz, so ist doch die Sohle und Dach trennende Fuge noch gut zu verfolgen. Taf. I Fig. 1 und 2 zeigt uns nur mäßige Stauchung, läßt aber gut erkennen, wie das Hangende mit dem gestörten Streif zu einem schwer trennbaren Ganzen verfließt, während kräftige Schichtfugen das Liegende durchfurchen.

[1] Vergl. Textfig. 2, 8, 9 und die Photographie White's (4, Taf. III).

Bis gegen 500 m oberhalb des angestauten Sees, von wo zunehmende Steilheit der Ufer und erhebliche Wasserführung unser Vordringen hemmten, vermochten wir die etwa 21 m unter der erschlossenen Hangendgrenze des Trentonkalks liegende Störungszone (2) gut zu verfolgen. Ihr Material bleibt nicht gleich: liefern zuerst dünnbankige, feinkörnige Kalke und Schiefer das verfaltete Stratum, so fallen südlicher mehrfach grobkörnige Bänke, größtenteils aus Crinoidenstielgliedern und Schalenresten (besonders *Dalmanella testudinaria*, verschiedene Rafinesquinen, *Plectambonites sericea*) bestehend ins Auge. Diese organischen Reste sind zwar zerbrochen, doch nirgends läßt sich irgend eine Umkristallisation erkennen, vielmehr treten häufig zwischen die spätigen Trümmer tonige Häute und Fladen derart, daß man unwillkürlich an eine Bewegung der organischen Fragmente innerhalb zähflüssigen Schlicks denken muß. Und des weiteren, obwohl ich scharf nach tektonischen Gleitflächen und Striemen Ausschau hielt, konnte ich derlei nirgends mehr entdecken.

Den weitaus besten und wie ich glaube für die Deutung des Phänomens entscheidenden Aufschluß fanden wir, nun mit Professor A. W. Grabau's Gruppe vereinigt, an der Ostseite des mächtigen Staudamms, der das Queren des Flusses bequem gestattet. Taf. II läßt inmitten der riesigen Plattenquadern von nahezu vollkommener Horizontalität das Störungsband mit überstürzter Sattelfalte auffällig genug hervortreten. Sorgfältig prüfend durchkletterte ich die Wandfläche. Schon die untere Begrenzungsfuge ist oben vor Ort nur schwer in ein und dieselbe Linie festzulegen; sie ist jedenfalls rauh und kaum viel von normaler Ablagerungsfuge verschieden. Die Falte ist ihrem Deformationsbild nach ein „tektonisches" Modell, das Material ein ziemlich feinkörniger Kalk mit unbedeutenden Schieferlagen; der stauenden Kraft war so nur mäßiger Widerstand geleistet. Die Nischen der überfalteten Mulde ist dagegen mit unzusammenhängenden Bruchstreifen erfüllt, von tonreicherer Matrix umhüllt. Gegen das Hangende läßt sich überhaupt keine scharfe Grenzlinie nach links und rechts verfolgen; es herrscht offenkundig normaler Absatz bis zu völligem Störungsausgleich. Auch hier ist nichts von Ruscheln zu sehen, eine Art „fluidaler" Textur jedoch in die Augen springend.

Über die westliche Flanke der High Falls hinabsteigend, stößt man endlich etwa in deren Mitte nochmals auf einen Störungsstreif von etwas geringerer Stärke, 44 m unterhalb der Hangendgrenze der Trentonkalke. Die Einzelheiten decken sich mit dem bisher Berichteten, und die Wanderung entlang des wirkungsvollen letzten Falls zum Ausgang des Cañons überzeugte nur wieder aufs neue, daß wir uns in dem fast horizontal gelagerten Paläozoicum des mittleren Staates New York befanden.

Der Ausdeutung des interessanten Phänomens müssen einige allgemeine Feststellungen vorangehen.

Zunächst zur Fazies der Formation. Der Trentonkalk bildet ohne Zweifel die Ablagerung eines flachen epikontinentalen Ingressionsmeeres, bei Trenton Falls vermutlich in ziemlicher Ufernähe abgelagert. Zu Beginn des Ordoviciums hatte zwar das vordringende Meer den alten canadischen Schild schon kräftig angenagt, doch das tiefere Chazy bedeutet weithin verfolgbaren Rückzug und erst die folgenden Glieder des mittleren und höheren Ordoviciums, Black river und Trenton liegen mit so beträchtlichen Bodenwinkeln, in so ausgedehnter Übergreifung den verschiedensten Gesteinen auf, daß schließlich eine mehr oder weniger vollständige Überflutung des alten Kerns der Adirondacks eingetreten sein mußte. Im Bereich unseres Kartenblatts (2) sind die tieferen Glieder des Ordoviciums wechselnd bis fast zu Null erodiert, das Trenton greift selbst auf Präcambrium[1] über. Alle Beobachtungen weisen auf ein Flachwassersediment. Größtenteils liegen organogene Kalksande in unregelmäßiger Aufbereitung vor: Kreuzbettung, Wellenfurchen, Andeutungen von Trocknungsrissen und Bohrwurmspuren wie „Fucoiden", die ich zwischen Brücke und Stausee auf einigen Schichtflächen gewahrte, kleine Diskordanzen in Strömungsfurchen (siehe White (4), Taf. 3 Fig. B und Taf. 4 Fig. B), lebhafte Beteiligung kalkabscheidender Algen[2], das alles läßt uns mit ziemlicher Sicherheit auf eine Ablagerungstiefe von 0 bis etwa

[1] Vergl. die auf dem südöstlichen Nachbarblatt mehrfach auftauchenden, von den verschiedenen ordovicischen Straten übergreifend bedeckten Inseln des Algonkiums. (Little Falls, H. P. Cushing, N. Y. State Mus. Bull. 77. 1905.)

[2] Auf die Bedeutung kalkabscheidender Algen im Ordovicium Nordamerikas hat erst kürzlich R. Ruedemann aufmerksam gemacht. (N. Y. State Mus. Bull. 133. 5th Rep. Dir. 1908. p. 194.)

200 m[1] Mittelwasserstand schließen[2]. Und die gemischte Bodenfauna, in normaler Größe und normaler Ornamentierung der kräftigen Schale, steht damit in bestem Einklang. Der Muschel- und Plattenkalk der bayrischen Alpen, viele Teile des unteren und oberen außeralpinen Muschelkalks differieren nur in der lichteren Farbe, die *Bellerophon*-Kalke Südosttirols stimmen auch hierin überein — für alle gelten bekanntlich fast die gleichen Ablagerungsbedingungen.

Die allgemeine tektonische Lage bei Trenton Falls ist nicht weniger einfach zu skizzieren. Eben ist noch in den Aufschlüssen eine geringfügige südliche Neigung des Ordoviciums bemerkbar, 1—2° ist die Regel, 5° Neigung schon Ausnahme. Die verschiedenen Phasen der Appalachean-Faltung, beginnend mit der „Green Mountain"-Schrumpfung an der Grenze von Ordovicium zum Gotlandium, die 100 km östlicher ein großzügig modelliertes Gebirge entstehen ließ, klingen hier in den letzten Anpressungs- und Entlastungssprüngen aus, als deren weit vorgeschobener Vorposten die rasch sich zerschlagende Verwerfung von Prospect oben erwähnt wurde.

Es ist leicht zu verstehen, daß das durch die Heftigkeit seiner Deformationsbilder ausgezeichnete Stauband von Trenton Falls schon frühzeitig die Aufmerksamkeit auf sich lenkte; doch es gilt auch hier: so viel Beobachter, so viel Erklärungen. L. Vanuxem, der geologische Pionier dieser Gegenden (6, p. 53) hatte offenbar zufällig eine jener Stellen, wo das Material der gestörten Lage aus körnigem Crinoidenkalk besteht, beobachtet und glaubte, diese für umkristallisiert betrachtend, in der Kristallisationskraft den wirkenden Faktor gefunden zu haben. So modern dies ja heute wieder in gewissem Sinne anmuten möchte, so wenig stimmt Textur wie Deformationsbild bei

[1] Wohl glaubt O. M. Reis (9) im Gegensatz zu den meisten deutschen Autoren für solche Sedimente eine Ablagerung jenseits des Küstenschelfs für möglich, doch scheinen mir gerade wieder seine eigenen vortrefflichen Einzelbeobachtungen weit eher für wie gegen Flachsee zu sprechen. Vergl. die Fesstellung H. Fischer's über dieselben Kalke. (Geognost. Jahreshefte. München. **21**. 1908.)

[2] Der gegen Südost rapid einsetzende Fazieswechsel (auf 60 km Reduktion von 90 m Kalk zu 5 m infolge stetigen Ersatzes durch Graptolithenschiefer) läßt sich am einfachsten als am Rande des Kontinentalsockels vor sich gegangen verstehen.

näherer Untersuchung. Th. G. White (4) versuchte sodann den Belastungsdruck der überliegenden Schichtmassen als Ursache einzuführen. Doch bleibt es mir ganz unverständlich, wie ein solcher, der ja über weite Strecken gleich stark gedacht werden muß, innerhalb einer ziemlich homogenen Kalkserie zu Ausquetschungen mit deutlich parallel gerichteten Staufalten Anlaß geben könnte; nicht etwa eine Schieferlage, sondern harte Kalkbänke wurden ja von der bewegenden Kraft überwältigt.

Miller, der am eingehendsten sich mit dem Problem beschäftigte (7), verneint zunächst, allerdings ohne Beweise, die Möglichkeit ursprünglicher Sedimentation und spricht sich dann gegen die Annahme seitlicher Kompression aus; er setzt dafür eine tektonische Erklärung. Von der oben geschilderten Verwerfung bei Prospect ausgehend möchte er die Deformation auf eine Differentialbewegung innerhalb der Kalkmasse und damit auf die Störungen im Liegenden großer Überschiebungen zurückführen. Die Parallelität der Verwerfung, der Achsen leichter Verbiegungen im Trentonkalk sowohl wie jener der stark gefalteten Lage schien ihm diese Ansicht wesentlich zu stützen.

Damit wohl bekannt, vermochte ich an Ort und Stelle jedoch keinen Beweis dafür, doch wohl eine nicht zu vernachlässigende Anzahl dagegen zu finden, wie es die vorausgehende Schilderung wohl schon aufzeigte.

Die Störungsstreifen können schon deshalb nicht Zonen „geringerer Starre" sein, da die daran beteiligten Gesteine einmal vollständig mit der Gesamtentwicklung innerhalb der Stufe übereinstimmen, anderseits unter sich wie diese selbst nicht unbedeutend varriieren. Die Deformationsbilder ähneln zwar, wie im folgenden erläutert werden soll, den tektonisch erregten, um so auffallender ist der Unterschied in den wesentlichen Begleitcharakteren. Keine gestriemten Ruschelflächen, keine Streckungs- und Zerrungsphänomene, keine klare Schleifbahn liegt vor, vielmehr ist normaler Übergang in die auflagernde Sedimentreihe, allmählicher Ausgleich gar oft nicht zu verkennen. Wo die Textur feinere Anweisung gibt, da richtet sich diese auf Umlagerung in zähplastischem Zustand. Weder im liegenden noch hangenden Gesteinskörper zeigen sich endlich, wie man doch auf das bestimmteste erwarten sollte, Beeinflussung durch die angenommene Schubkraft, die hier an

der äußersten Reichweite nachzitternder Krustenbewegung in Anbetracht der scheinbaren Stauungsintensität (das Phänomen als Auswirkung eines einzigen Kraftimpulses betrachtet) von einer recht unglaubwürdigen Energie gezeugt hätte. Gerade die örtliche Beschränkung des Vorkommens, die Miller hervorhebt, scheint mir mit seiner Erklärung unvereinbar. Die zitierte Parallelität der Bewegungen ist zudem in keinem Sinne beweiskräftig, da ja die Richtung ONO.—WSW. oder allgemeiner O.—W. schon die vorpaläozoischen Massen der Adirondacks beherrscht, somit den jüngeren Bewegungen lediglich ein posthumer Charakter anhaftet. Eine nordost—südwestliche Strömungsstraße (N. 78° O. Mittel), die offenbar dem lokalen Küstenverlaufe folgte, hatte ja schon lange R. Ruedemann in einer mustergültigen Studie[1] festgelegt.

Prüfen wir dagegen das Phänomen auf Grund der im folgenden ausgearbeiteten Kriterien:

1. nach den beobachteten Deformationsbildern;
2. nach der Textur innerhalb wie im Liegenden und Hangenden der Störungszone;
3. nach der Fazies der die Staustreifen bergenden Formation;
4. nach der allgemeinen tektonischen Lage;
5. nach der vollständigen Analogie mit den im nächsten Abschnitt beigebrachten Beispielen aus anderen Formationen.

Nach all diesen Punkten herrscht solche Übereinstimmung mit dem, was für submarine Rutschung zu gelten hat, daß diese endostratische Störung von Trenton Falls als eindeutiges Beispiel hiefür betrachtet werden darf.

Einige weitere Vorkommen von Unterwassergleitung.

Rezente Beispiele.

Arnold Heim (1) hat mit gutem Grunde die von seinem Vater beschriebenen neuzeitlichen Vorkommen von subaquatischer Gleitung, jene von Zug im Jahre 1887 und die von Horgen am Züricher See von 1875, seiner Studie vorangestellt. Wird ja durch

[1] „Evidence of Current Action in the Ordovician of New York." Amer. Geologist, No. 6. 19. 1897. p. 367.

sie ein erheblicher Teil der in Betracht kommenden Charaktere des Phänomens wie rückwärtiges Nachgreifen des Gehängefließens, die Geringfügigkeit des notwendigen Anstoßes (5 t pro qm Mehrbelastung im zweiten Fall!), die erstaunliche Kleinheit des erforderlichen Böschungswinkels (4—6°), eine Verbreitung bis zu 125 m Seetiefe bezw. 1020 m Störungsweite klargelegt.

Es ist von vornherein zu erwarten und läßt sich auch an irgend einem Seegebiet leicht nachweisen, daß subaquatische Rutschungsvorgänge sowohl wie allmähliches Gehängefließen unter dem Klima der gemäßigteren Breiten mit ihrem Wechsel von trockeneren und regenreicheren Monaten, von Schneeschmelze und scharf einsetzender Kälte innerhalb der lakustren Sedimentationsvorgänge nicht zur Ausnahme, sondern zur Regel gehören müssen. Von den meisten schweizerischen Seen ist dies ja schon lange bekannt, von den bayrischen Seen hat besonders vor ein paar Jahren der Chiemsee bei der durch die Alzregulierung bedingten Tieferlegung des Wasserspiegels verschiedene kleine, aber oft recht unbequeme Beispiele geliefert, und eine sorgfältige Studie G. Götzinger's über die Sedimentierung der Lunzer Seen (8) gibt in seiner Station IX in 27 m Tiefe und 120 m Uferabstand ebenfalls den Hinweis beträchtlicher Bodenbewegungen dieser Art.

A. Heim hat aber gleichfalls mit vollem Recht ähnliche Vorgänge als recht wesentlich im marinen Ablagerungsbereiche gefordert. Sie knüpfen sich zunächst natürlicherweise auch hier an den unmittelbaren Küstensaum und besonders wieder an die Vorschüttungsränder der Deltas, an untermeerische Klippen und Barren, Böschungsversteilungen versunkener Erosionsfurchen und dergleichen mehr. Ich möchte hier auf die schönen Studien A. Lindenkohls[1] und J. W. Spencer's[2] über das Bodenrelief der New Yorker Bai mich beziehen, welche die untermeerische Fortsetzung des Stromes bis zum Kontinentalabbruch verfolgten und Böschungen von 4°, 8°, ja 14° Neigung fanden. Hier inmitten des stärksten Wirkungsgebietes von Ebbe und Flut, von Sogströmen und kräftigem jahreszeitlichen Wechsel von terrigener Materialzufuhr sind alle Bedingungen für subaquatische Rutschungen und Gehängegekrieche gegeben und es werden sich vielleicht heute

[1] Amer. Journ. Science. **29**. 1885. p. 475 u. **41**. 1891. p. 489.
[2] Desgl. 4. ser. **29**. 1905. p. 1.

schon einige der etwas ungewöhnlichen Glaukonitvorkommen auf solche von den Kreidesedimenten der Küste stammende Verfrachtung beziehen lassen.

Es möchte nun scheinen, als ob am Rande des Küstenschelfes, dessen mittlerer Böschungswinkel längs Westeuropa 13—14° erreicht, ja in einem Maximum bis 36° sich beziffert, derlei Bewegungen in verstärktem Maße stattfinden müßten. Und in der Tat hat sich auch letzthin O. M. Reis in seiner so verdienstvollen Sedimentationsstudie über die tiefere Trias Frankens mehrfach in diesem Sinne geäußert (9). Ich vermag ihm jedoch hierin nicht zu folgen. In Tiefen von mehr als 200 m werden normalerweise bei nicht zu großer Küstennähe unter dem so starken Gefälle eben gewöhnlich nur Sedimente mit entsprechendem spezifischen Böschungswinkel (Reyer)[1] zu einer Absatzruhe gelangen können. Die den Gleitvorgang auslösenden Faktoren (Temperaturunterschiede von Strömungen, Wechsel von leichter zu schwerer Bodensole u. s. f.) können des weiteren offenbar nur in relativ seltenen Fällen zu solcher Aktionskraft sich verstärken, daß entgegen dem anpressenden Druck der lastenden Wassersäule noch akzentuierte Rutschungen, die zu deutlichem Schichtenstau u. dergl. führen, vor sich gehen. An den „Ausgleichungsbewegungen" von Reis, dem Gehängefließen, dürften dagegen kaum mehr bestimmte Deformationsfiguren nachzuweisen sein. Selbst wenn ein größerer Gleitkörper in sich geschlossen die Bewegung beginnen sollte, so müßte von vornherein eine Auflösung desselben zu feinster Schlammtrübe, eine Ausbreitung des Materials in unendlich dünne überzählige Sedimentblätter erwartet werden. Somit möchte ich keinesfalls hier den Entstehungsort von jenen submarinen Gleitbildern suchen, wie sie Taf. VII der Reis'schen Abhandlung aufzeigen. Schließlich mag auch ein recht erheblicher Teil dieser Texturströmungen auf diagenetische Vorgänge zu beziehen sein, worauf an anderer Stelle zurückzukommen ist.

Scheint mir somit für die Annahme, daß längs der Kontinentalsockel Ablösung und Erhaltung von Gleitkeilen und Ausbildung von Stauchungs-falten eine wesentliche Verbreitung hat,

[1] Die ersten Beobachtungen hierüber gehen wohl auf Dufrénoy und Elie de Beaumont zurück, experimentell wurden sie von M. J. Thoulet (Ann. Chimie et de Phys. 6. sér. 1887. p. 33) bestätigt.

zumindestens eine ausgiebige Bestätigung durch Dredgeuntersuchungen nötig, so ist allerdings unter ganz bestimmten begünstigenden Umständen hinwiederum doch auch in größere Tiefen, die nur zu oft als absolute Ebenen gedacht werden, eine Gleitverfrachtung, wenn auch ohne erhaltene Deformationen, denkbar.

M. Groll[1] hat kürzlich in einem lesenswerten Aufsatz auf das ungeahnt kräftige Bodenrelief auch beträchtlicher Meerestiefen aufmerksam gemacht. Die instruktiven Tiefen- und Sedimentationskärtchen des Caribischen Meeres von A. Agassiz (10) müssen ebenfalls in dieser Hinsicht zu denken geben. Eine Reihe schöner Untersuchungen der letzten Jahre haben uns, seit F. Dietrich's Zusammenstellung[2] sich häufend, mit überraschend großen, in staunenswerte Tiefe gehenden Böschungen nun schon mehr als Regel denn als Ausnahme bekannt gemacht[3]. Ich erwähne diese beiden Meeresteile mit Absicht, da hier einerseits in der Masse des bei jedem kräftigen Sturme, jeder Springflut abgerissenen koralligenen oder phytogenen Riffkalks, anderseits in der Fülle des bei den häufigen unterseeischen Eruptionen so rasch und reichlich gelieferten Materials Sedimente an abschüssigem Gehänge vorübergehend zur Ablagerung kommen können, ohne nach ihrem spezifischen Böschungswinkel bereits gesichtet zu sein, und nur eines leichten Anstoßes zur Betätigung des Hangabtriebs bedürftig.

Ähnliche Verhältnisse, d. h. Überfluß an schlecht sortiertem Erosionsmaterial bei erheblicher Gleitmöglichkeit, liegen ferner bei raschem Auftauchen untermeerischer Klippen und Untiefen vor, und ich möchte mit E. Philippi (11) die im südlichen Atlanticum in 4000—7200 m Tiefe gedredgten Sande von litoralem Einschlag unbedenklich hier einbeziehen. Denn daß an Zuschwemmungen durch Sogströme, wie Reis annehmen möchte, eben nicht gedacht werden kann, das scheint mir sowohl aus der geographischen Lage der Fund-

[1] Untermeerische Gebirge. Zeitschr. f. Ges. Erdkunde. Berlin 1911. No. 2. p. 116.

[2] Untersuchungen über die Böschungsverhältnisse der Sockel ozeanischer Inseln. Greifswald 1892.

[3] So steigt bekanntlich die Alexabank (Südsee) mit bis zu 51° aus einer Tiefe von 4000 m zu 24 m Tiefe auf.

punkte (vergl. das Kärtchen Philippi's) wie aus dessen bestimmt geäußerter Beobachtung hervorzugehen, daß zwischen der Küste und dem Dredgeorte bis heute keine Spur dieses charakteristischen Materials zu finden war[1]."

Zusammenfassend möchte ich feststellen, daß wir beobachtbare subaquatische Rutschungen im eigentlichen Wortsinn, d. h. selbständig und zusammenhängend bewegte Gleit- und Staukeile, mit erhaltener Deformation zunächst nur in der Küstenzone über dem Kontinentalsockel als häufigen, ja charakteristischen Vorgang erwarten können, ganz ebenso wie die neuzeitlichen Beispiele sublakustrer Rutschungen sich enge an die Borde der Wannen schmiegen. Dagegen wird unterhalb des Küstenschelfs, besonders in größeren Tiefen, nur in Ausnahmefällen derlei anzutreffen sein, da in erster Linie die rasche und unsortierte Materialzufuhr, erst in zweiter die Böschungsneigung hierbei in Frage kommen muß. Zunehmender Wasserdruck wird sogar dem Hangabfließen ein Ziel setzen; Transport von Massenteilchen wird dann nur mehr in suspendierter Form durch die Bodensole möglich sein.

Ins Geologische übertragen, heißt dies aber: Sind innerhalb einer Formation echte Rutsch- und Staukeile häufig, ist sie solcher Art „überzählig" im Sinne Heim's (1), so wird in einzelnen seltenen, durch bezeichnende Begleiterscheinungen genügend charakterisierten Fällen auf den letzterwähnten Entstehungsort, gewöhnlich aber auf ein echt litorales Becken geschlossen werden dürfen.

Diluviale und tertiäre subaquatische Gleitungen.

In auffälligem Gegensatz zu der scheinbaren Dürftigkeit der rezenten Vorkommen, deren Schilderungen in technischen Berichten gelegentlich von Hafen- und Uferschutzbauten, Kabel-

[1] J. Murray (Grundproben deutsch. Tiefsee-Exped. 1908) möchte allerdings trotz der niederen geographischen Breite an Eistransport glauben, doch scheinen mir die jüngsten Beobachtungen G. A. J. Cole's und T. Crook's (Mem. Geol. Surv. Ireland. Dublin 1910), die nahe der Küste Irlands Gerölle bis zu 10 kg Schwere in beträchtliche Tiefe gehend und dennoch dem allgemeinen Aufbau der Küste folgend gefunden hatten, eine neue Stütze für die oben gegebene Erklärung.

reparaturen[1] u. s. f. verborgen sind, steht die Überzahl von Stauchungsphänomenen, die aus diluvialen und tertiären Schichten bekannt gemacht wurden. Insbesondere in den Gebieten ehemaliger Vergletscherung und an deren Rändern sind sie allverbreitet. Ich weiß nun gut, daß heute weitaus die überwiegende Zahl dieser Fälle ohne viel Bedenken als durch den Druck des vorrückenden Eises gegen hindernd im Wege stehende Landschollen verursacht gedeutet wird[2]. Und das natürlich für einen recht erheblichen Teil mit Recht, wenn nur jeweils die hier gültigen Kriterien, wie sie im folgenden verallgemeinert zusammengestellt sind, erwogen wurden. Von der wohl verschwindenden Anzahl ganz abgesehen, die tektonischen Eingriffen ihre Entstehung verdanken, mag aber ein gar nicht unbeträchtlicher Bruchteil mit Vorgängen der Solifluktion verwandt sein, die heute ja wesentlich auf kältere Zonen beschränkt ist. In der Tat hat hierauf bereits Willi Ule in seiner beachtenswerten Schrift über „Glaziale Karree- oder Polygonenböden“[3] aufmerksam gemacht.

Eine eigenartige Erklärungsmöglichkeit deutete G. K. Gilbert[4] für verschiedene von ihm beobachteten Störungsvorkommen in der nordamerikanischen Seenregion an, wo leichte, oberflächliche Faltung sonst horizontaler Kalke und Schiefer des Paläozoicums zumeist unter einer Moränendecke zu finden sind. Er möchte dies nämlich auf Ausdehnung der oberen Lage gelegentlich der Wiedererwärmung beim Abschmelzen der diluvialen Eismassen zurückführen. Doch bleibt es schwer einzusehen, wie solch intensive Stauchungsbilder, wie sie A. W. G. Wilson (12), der Gilbert in der Ausdeutung folgt, aus den Lorraineschiefern von Toronto beschrieb, durch die doch wohl ganz allmählich einsetzende Temperaturänderung bedingt sein können, die ja auf weite, völlig

[1] Vergl. Geogr. Journ. **10**. 1897. p. 129 u. **14**. 1899. p. 394 (London).

[2] Für die nord- und mitteldeutschen Vorkommen möge neben den ungezählten Berichten und Abhandlungen von Behrendt, Credner, Gagel, Johnstrup, Jaekel, Wahnschaffe usw. auch Th. Schmierer (Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. **31**. I. 1910. p. 105) verglichen werden.

[3] Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin. Heft 4. 1911. p. 253. Hier wird p. 259 anschaulich das Aufquellen des mergeligen Bodens durch Wasserdruck bei Beginn der Schneeschmelze geschildert.

[4] Americ. Geologist. **8**. 1891. p. 230.

ungestörte Gebiete gleicherweise einwirken mußte und zudem das Maß des durch die vorangehende Klimaverschlechterung gegebenen Intervalls nicht überschritt.

Ein durchaus nicht zu vernachlässigender Anteil ähnlicher Störungsvorkommen muß endlich zweifellos subaquatischen Rutschungen zugeschrieben werden. Sind ja in den rasch gebildeten und oft ebenso schnell entleerten, oft tief und unregelmäßig ausgeschürften Wannen inmitten und am Vorschüttungsrande der Endmoränen, bei der häufig wechselnden und unsortierten Materialzufuhr wie dem wohl gar manchmal um Bedeutendes schwankenden Wasserstand ebenfalls wieder alle Bedingungen günstig für Bodenbewegungen der behandelten Art. Ich darf wohl hier auf die geradezu typischen Staubilder hinweisen, die Salisbury und Atwood (13, p. 120, Taf. 38) von Wisconsin beschrieben (s. Schema p. 26, Fig. 5). Eine lakustre, feingeschichtete Lage von Sand und Schlamm ist ins Gleiten gekommen; die obere Schicht hat dabei die reibungsgehemmte, tiefere überholt und so entsteht eine Serie zueinander diskordanter, fliehender Falten in modellartiger Schönheit.

Auf G. K. Gilbert's klassische Monographie des Bonneville-Sees (14, p. 162, Fig. 27) möchte ich deshalb mich beziehen, da hier in der Staufaltung von lakustrem Sand und Ton unter der unregelmäßig verteilten Drucklast des Hauptdeltas an dessen Schuttsaume ein vollkommenes Gegenstück zu den bekannten Vorkommen der Schweizer Seen gegeben ist.

Schließlich erwähne ich noch in der Hoffnung, daß recht viele Teilnehmer des nächsten Internationalen Geologen-Kongresses diese einzig schönen Aufschlüsse besichtigen werden, die von A. P. Coleman (15) beschriebenen interglazialen Uferprofile von Scarboro (Toronto), wo die äußerst feinkörnigen Süßwassertone an verschiedenen Stellen heftige Gleitstauchung zeigen.

Daß bei der Verlandung der weitverbreiteten jungtertiären Binnenseen Mitteleuropas, die insbesondere in ihrer Beunruhigung durch vulkanische Ereignisse recht günstige Bedingungen für subaquatische Rutschungen darboten, diesen eine beträchtliche Rolle zugefallen sein muß, liegt auf der Hand. Die von K. Endriss (16) gegebenen Störungsbilder (vergl. Schema Fig. 6) fügen sich so gut in den Rahmen der hier behandelten Deformationen, zeigen trotz der geringen Hangendbelastung solche

Intensität, daß sie wohl unbedenklich hier eingereiht werden dürfen. Gleichfalls miocäner lakustrer Gleitfaltung bei Öhningen gedenkt bekanntlich A. Heim (1).

Beispiele aus mesozoischen und paläozoischen Ablagerungen.

Eine Gruppe von Vorkommnissen, die mit größter Wahrscheinlichkeit echter submariner Rutschung ihre Entstehung verdanken, knüpft sich ganz natürlicherweise an jene Art kalkig litoraler Flachwassersedimentation[1], die uns im Trentonkalk New Yorks das Ausgangsbeispiel geliefert hatte.

Es muß vor allem der von J. Walther in seinem vorbildlichen Werke über die Fauna der Solnhofener Plattenkalke erwähnten Störungszone (17, p. 148, 213) gedacht werden. Wie es schon Reis auffiel, sind hier alle Phänomene echter submariner Stauchung (Falten innerhalb der 1 bis 1,5 m dicken Zone bis zu 5 m Länge; 1,5 cm dicke Flinze von der Bewegung überwältigt) zuweisbar; eine endogenetische Erklärung erscheint nach dem Wesen der Deformation unangebracht. Innerhalb der zeitweise trocken gelegenen, dann wieder plötzlich überschwemmten, von grobem Riffsand umringten Lagunenregion müßten ja die in Frage kommenden Bodenbewegungen geradezu erwartet werden.

O. M. Reis (9) unternahm die mühevolle, aber fruchtbringende Arbeit, die Fülle oft minutiöser Einzelbeobachtungen über die Sedimentationsvorgänge im fränkischen Muschelkalk zusammenzutragen und kritisch zu sichten. Wenn ich auch bezüglich seiner Faziesbestimmung des Gesteins als bathyal ihm nicht zu folgen vermag, so ist dies um so entschiedener der Fall, wenn Reis submarine Rutschungsvorgänge in bedeutendem Maße zur Erklärung der vielen lokalen Ablagerungsstörungen heranzieht. Freilich verhehle ich mir nicht, daß der Autor durch eine zu geringe Berücksichtigung des erzielten Deformationsbildes zu einer wohl nicht ganz zulässigen weiten Fassung der hierher gehörigen Phäno-

[1] Daß die hier gesammelten Beispiele wesentlich auf kalkige Sedimente sich beschränken, dürfte seine Erklärung darin finden, daß eben Kalke relativ rascher erhärten, so daß halbplastische Deformationen, d. h. die weitaus auffälligsten, häufig sind, während Tone zu lange plastisch bleiben, um viel charakteristische Störungstextur sich anzueignen; klastische Sedimente nehmen andererseits eben nur wieder Bruchdeformationen an.

mene kam. Als gesicherte Typen der untermeerischen Gleitstauchungen in ihrer engeren Bedeutung, die dem Hangabtrieb folgende Bewegungen eines zusammenhängenden Sedimentstreifens umgreift, können nur jene auf Taf. VII und VI Fig. 2 aus dem oberen Teil des unteren Muschelkalks der Maingegend geschilderten gelten. Die Mehrzahl der von Reis hiermit vereinigten Fälle dürfte nur als Beispiel langsamen, oft unterbrochenen und neuerdings wieder aufgenommenen Hangfließens, als submarine Solifluktion (eine Bezeichnung, die ihrerseits wieder nicht auf akzentuierte Staugleitung angewendet werden sollte) zu deuten sein (vergl. Reis, Taf. VI Fig. 4 u. 7). Wenn aber dann Reis an wieder anderen Stellen von nach drei Seiten ausgebreiteten Strukturen, von Stauchungen mit verdickten Schenkeln, mit unregelmäßig gekrümmten Fältelungsachsen spricht, wie es auf Taf. II Fig. 2 zur Darstellung kam und gar Koken's Beschreibung (18) der Gekrösekalke am unteren Neckar einbeziehen möchte, so liegt hier unbedingt Verwechslung mit Deformationen der Diagenese vor, auf die im folgenden nochmals eingegangen wird.

Sir William Logan (19) hatte bereits 1863 aus Lage 4 der Cape Bon Amikalke (Unterdevon) Ostcanadas einem schönen Beispiele submariner Gleitung scharf charakterisierende Worte gewidmet. Eine etwa 2 m dicke Zone von Kalken und Schiefern litoralen Charakters erscheint den parallelflächig und unter mäßigem Winkel SW. fallenden Kalken von Dach und Sohle eingeschaltet, so zwar, daß die obere Seite derselben offenbar schon vor Ablagerung des Hangenden geglättet war; die Störung geht gelegentlich bis zu völliger Gesteinszertrümmerung.

Ein letztes Vergleichsbeispiel dieser Art führt uns bis an die Schwelle des Cambriums. A. Rothpletz (20, p. 28) schreibt:

„Dahingegen kann man da (Mjösen, Norwegen) beobachten, daß einzelne seiner Lagen (des Birikalks) in eigentümlicher Weise verbogen sind, ohne daß die hangenden und liegenden Schichten daran teilnehmen. Es sieht so ans, als wenn sie bei der Aufrichtung nicht genug Stabilität besesen hätten und in sich zusammengesunken wären, also zwischen den stabileren Lagen eine Bewegung ausführten, an der die sie umgebenden Lagen nicht teilnahmen."

Wenn man seine Fig. 7 betrachtet und sich vor Augen hält, wie Walther (21) kurz zuvor überzeugend den ausgesprochen litoralen Charakter des Sediments (öfters kräftige Diagonalschich-

tung, Schwundrisse etc.) klargelegt hat, so erscheint mir auch in diesem Falle die Deutung als submarine Rutschungen die einfachste und wahrscheinlichste.

Endostratische Geschiebe und Breccien (Infraformational Conglomerats).

Das behandelte Phänomen ist mit den bisher besprochenen Vergleichsbeispielen nur zur Hälfte erschöpft. Es wurden ja bloß die Fälle besprochen, wo die mehr oder minder plastische Beschaffenheit des von der Bewegung ergriffenen Materials auch eine entsprechend plastische Deformation gestattete. Aber Heim (1) hat bereits den Schluß gezogen, daß bei eben demselben Vorgang 1. eine kompakte, über Schlamm liegende Felsmasse beim Abwärtsgleiten zu groben und feinen Breccien, 2. eine nicht verkittete Schottermasse zu sekundären Konglomeraten werden. Eine derartige Verfrachtung trägt jedoch alle jene so eigentümlichen Züge an sich, die wohl als erster Ch. D. Walcott (21) in seiner bekannten Studie über die „Infraformational Conglomerats" aus den cambrisch bis silurischen Sedimenten der östlichen Vereinigten Staaten beleuchtet hat. Inmitten von Ablagerungen feineren Korns scheinbar ohne typischen „Strand"-charakter finden sich häufig nebeneinander gerundete Geschiebe und eckige Fragmente, beide jedoch dem Material nach meist wenig von jenem der bergenden Hülle verschieden und gewöhnlich ist auch die Fauna der Bruchstücke wie der umhüllenden Masse kaum voneinander abweichend.

Sind nun auch inzwischen einige dieser Konglomerathorizonte doch als „echt" erkannt worden, denen ein Sedimentausfall, zum mindesten ein scharf umrissener Wechsel der Ortsgeschichte entspricht, so besteht doch unzweifelhaft bei dem größeren Teil der ursprünglich umfaßten Vorkommen die Deutung Walcott's vollkommen zu Recht, insofern als eben tatsächlich Bildung der Fragmente aus einer rasch erhärteten Schicht, (e. p. Rutschungs-) Versand und neuerliche Einbettung in dem etwas küstenferneren Beckenteil wesentlich gleichzeitig vor sich gehen.

Einen geradezu modellartig typischen Fall, da er das Störungsbild im Entstehen Schritt für Schritt verfolgen läßt, lernte ich diese Ostern in den Appa-

lachean Pennsylvaniens kennen. Bereits G. L. Collie[1] hatte auf Breccienkalke im unteren Teil des Beekmantowns von Bellefonte aufmerksam gemacht (Lage 3 und 7 von Gruppe 1) und E. O. Ulrich[2] zitiert die gleichen unter der treffenden Bezeichnung „edgewise conglomerate" aus seinem Stonehengekalk. Das ganze tiefere Ordovicium besteht hier aus einer mächtigen Reihe von bläulichgrauen, wechselnd körnigen oder dichten Kalken in allen möglichen Übergängen zu kalkigen bis reinen Dolomiten, die nach Textur (Wellenflächen, Kreuzbettung, Einschaltung von tonig-sandigen Bestegen mit Trocknungsrissen) wie dem beschränkten Fossilgehalt nach (dickschalige Gastropoden etc.) unzweifelhaft Flachwassergepräge haben. An der Bellefonte südlich verlassenden Straße ist nahe des Nittanyschmelzwerks eine dieser „Konglomerat"bänke gut erschlossen. In dem 2 dem dicken Bett von bräunlichgrauem kalkigen Dolomit, das beiderseits von angeätzten Schichtfugen begrenzt ist, schwimmen bis 8 cm lange, meist ebenso breite und im Mittel 1 cm dicke Bruchstücke eines bläulichgrauen dichten Kalkes meist in stark geneigter, oft aufrechter Stellung. Man muß sich der kleinen, vom Seewind zerbrochenen und gegen feuchtschlammigen Strand geschleuderten Eisschöllchen eines in spätherbstlicher Kühle überfrorenen Gewässers erinnern, um die Eigenart des Texturbildes sich vorstellen zu können[3]. Schräg gegenüber auf der westlichen Seite des Flüßchens gibt sich dann die Lösung des Rätsels von selbst. Wie Schema Fig. 10 wiederzugeben sucht, lassen sich hier die Fragmente zu ausgereiften und gerade in Zerstückelung begriffenen Staufalten zusammensetzen. Eine fast verfestigte, ins Gleiten gekommene Lage lieferte die Scherben, die nun in den nachgiebigen Schlamm versanken. Die Fragmente zeigen denn auch nur geringe Lösungsrundung, ja mehrfach stehen die Ecken als scharfe Spieße hervor. In minutiöser Kreuzbettung der Bruchstücke verrät sich wieder ihr ursprünglicher Sedimentationsort. Und wenige Schritte talaus bieten die folgenden Aufschlüsse noch willkommene Beobachtungsergänzung. Die Konglomeratlage schwillt nach

[1] Ordovicic section near Bellefonte. Bull. Geol. Soc. Amer. **14**. 1903. p. 407.

[2] Revision of the Palaeozoic Systems. Ebenda. **22**. No. 3. 1911.

[3] Vergl. H. M. Seely's schöne Photographie in Report Vermont State Geol. 1905/6. p. 174. T. 39.

einer Seite an und keilt nach der anderen aus und entgegen der Verdickung sind, wie man es theoretisch erwarten müßte, die Fragmente steilschuppig geneigt. Zum anderen ermöglicht eine kalkig-dolomitische Bank mit typischer Gekröseverschlingung von gleicher Intensität auf allen Schnittebenen im Raume an Ort und Stelle erwünschenswerten Vergleich zu endostratischen Deformationen der Diagenese.

Es kann hier leider nicht verschwiegen werden, daß es bereits unternommen wurde, die Fraktionsprodukte solcher verschieden weit gediehenen Deformationsphasen in ein dafür errichtetes „Genus" *Wingia* und 3 „Spezies" zu bannen und das lediglich auf Grund des Fundes von Spiculae innerhalb der Scherben „without definite arrangement". Die Achtung vor dem verdienstvollen Geologen verbietet eine weitere Diskussion dieser „lusus naturae", die den Beringer'schen Fossilien bereits verdächtig verwandt sind.

R. Ruedemann (23) hat in dem Rysedorph hill-Konglomerat von Trentonalter einen weiteren hierher gehörigen Fall aufs genaueste untersucht. Hier tauchen die pseudolitoralen Fragmente sogar in echt bathyale Graptolithenschiefer, erreichen dabei oft mehrere Fuß Größe und sind z. T. nur schlecht gerundet. Man wird unwillkürlich an die p. 11 besprochenen Angaben Philippi's erinnert, und hier wie dort scheint mir submarine Rutschung ein wesentlicher Verbreitungsfaktor, wohl angeregt durch akzentuierte Bodenbewegungen und die überhastete Lieferung einer Fülle ungesiebten Materials.

Es lassen sich nun diese endostratischen Konglomerate und Breccien, so überraschend sie immer und immer wieder dem Feldgeologen sein mögen, ganz ebenso wie die Stauphänomene halbplastischer Gleitstreifen durch alle Formationen verfolgen, doch hat ihre Eigentümlichkeit zu so abweichenden Erklärungen geführt, daß es recht schwierig ist, aus der Zahl ähnlicher Texturstörungen das Zutreffende herauszugreifen.

Ich muß zunächst nochmals auf den altcambrischen Birikalk Norwegens zurückkommen. Walther (17) beschrieb so überzeugend das Vorkommen solcher endostratischer Breccien, daß unter Berücksichtigung der litoralen Fazies und der selbst von Rothpletz (20) beschriebenen Gleitdeformationen mir trotz der tektonischen Deutung des letzteren Autors die

ursprüngliche Erklärung Walther's die naheliegendere zu sein scheint.

Einer liebenswürdigen Mitteilung Professor A. W. Grabau's[1] verdanke ich den Hinweis auf ein weiteres Vorkommnis von besonderem Interesse. Auf Mackinac Island (Michigan) findet sich über Monroan (oberes Gotlandium) eine mächtige Anhäufung von Fragmenten, von denen einzelne Blöcke bis zu 10 Fuß Dicke aufweisen. Ausläufer dieser sind aber auch mitten im marinen mitteldevonischen Dundeekalk des südlichen Gegenufers von Michigan, und zwar noch in eckigem Zustand, anzutreffen. Die Verfrachtung von solchen Trümmern durch submarine Gleitung dürfte hier wiederum die wahrscheinlichste Deutung an die Hand geben, wenn man sich nicht der allzu hypothetischen Eisberge erinnern will.

E. L. Dixon (24) hat jüngst eine Pseudobreccie feineren Korns aus lichtgrauen, etwas dolomitischen Kalken des unteren Carbons vom südlichen Wales beschrieben. Er möchte eine teilweise Kristallisation für die Textur verantwortlich machen; doch in seinem Schliffbilde zeigen gerade die eingeschlossenen Foraminiferen, die doch gewöhnlich den Anstoß zu beginnender Kristallisierung geben, innerhalb der angeblich höher kristallisierten Masse recht wenig Veränderungen. Auch die sonstige Schilderung steht einer Auffassung als endostratische Breccie der hier behandelten Art nicht im Wege.

Mit weit größerer Unsicherheit ziehe ich das durch D. Woolacott (25) eingehend untersuchte Vorkommen brecciösen Permkalks von Durham nahe Newcastle-upon Tyne in den Kreis dieser Abhandlung. Jedoch ist weder die Beschreibung, die der Autor von den „Überschiebungsflächen" gibt, noch auch die geographische Lage der Örtlichkeit derart, daß eine tektonische Erklärung etwa als die einzig mögliche zu gelten hätte.

Ich kann mich eines gleichen Eindrucks nicht erwehren, wenn ich mich einer vor Jahren unter der Führung Professor E. Kayser's unternommenen Exkursion an die Fundstellen der altberühmten oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger (Hessen-Nassau) erinnere[2]. Es liegt ja wohl im Zug unserer Zeit, diese

[1] Eine kurze Notiz darüber findet sich in „Science" new. ser. **25**. Febr. 22. 1907. p. 295.

[2] Vergl. E. Kayser, Blätter Herborn und Dillenburg. Lief. 101. Erläut. geol. Karte v. Preußen. 1907.

ebenso interessante wie verwickelte Erscheinung auf tektonischem Wege zu erklären. Ob aber wirklich die Schwierigkeiten damit gelöst sind, daß jeder Schichtkontakt als Verwerfung und Überschiebung verzeichnet wird? Es scheint mir in Verfolgung der älteren Erklärungsversuche bei einer Würdigung der speziellen Ablagerungsbedingungen (äußerst starke natürliche Böschungsdifferenzierung im oberdevonischen Meere infolge der diskontinuierlichen Riffabsätze im Liegenden, häufige untermeerische Beben und vulkanische Ausbrüche, plötzliche und wirr vermengte Materiallieferung) gar manches dafür sprechen, daß unter Zuhilfenahme submariner Gleitungen und durch Vergleich mit solchen Vorkommnissen in anderen, tektonisch weniger beunruhigten Gebieten bedeutende Erklärungsvereinfachung erzielt werden kann.

Echte „intraformational conglomerats" werden seit alters aus dem germanischen Muschelkalk erwähnt. Liebetrau [1], neuerdings Fink und Reis u. a. m. haben ihnen so viel Aufmerksamkeit gewidmet, daß ich mich mit der Feststellung begnügen kann, daß sie so ziemlich in jeder Hinsicht mit den ursprünglich von Walcott beschriebenen Vorkommen übereinstimmen. Auch hier verlangt die oft recht unterschiedliche Größe der Fragmente, der Transport über bedeutende Entfernungen vom ursprünglichen Küstensaum, die Einbettung in wesentlich altersgleiche Ablagerungen eine besondere Erklärung, die ich mit Reis in Böschungsbewegungen suche.

Vorkommnisse, die vollkommen an jene aus dem Birikalk, aus dem englischen Kohlenkalk erinnern, kann man mancherorts im nordalpinen Plattenkalk wiedererkennen. In einzelnen ortsbeschränkten Lagen des graubläulichen, gut gebankten Kalks, dessen Fazies sich ja aufs engste der des germanischen Muschelkalks und der cambro-ordovicischen Kalke Nordamerikas anschließt, nimmt man bald einzeln, bald in Schwärmen scharfkantig begrenzte Stücke eines weißlichen, gewöhnlich dolomitreicheren Gesteins wahr, die besonders auf angewitterter Schichtfläche oder in ganz frischem Bruche augenfällig hervortreten. Weder diagenetische, noch tektonische Kräfte konnten diese endostratische Textur erzeugen; ich erinnere mich z. B. solcher örtlichen Fragmentanhäufungen vom Südhange der Blauberge bei Bad Kreuth und des Dürrnbachhorns in der Kammerker Gruppe, beides Stellen,

[1] Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1889. **41**. 717.

die sich im Gegensatz zu ihrer Nachbarschaft gerade einigermaßen tektonischer Ruhe erfreuen.

Aus dem mittleren Lias der Kammerkergruppe[1] habe ich selbst ein eigenartiges Vorkommnis von plötzlich auftretender und ebenso rasch erlöschender Breccienbildung, umringt von bathyalen Sedimenten, bekanntgemacht. Wie in den paläozoischen Beispielen von Rysedorph hill und Michigan kann submarine Gleitverfrachtung an der raschen Verbreitung des Materials wesentlich beteiligt gewesen sein.

Es ist zum Schluß zweier besonders interessanter Fälle zu gedenken, da sie den bisher gewonnenen Erfahrungsschatz zu erweitern vermögen.

Ich denke zunächst an die oberjurassischen Hornsteinbreccien der Rofan. F. Wähner (26) hat sie in seiner groß angelegten Monographie als tektonisch gebildet betrachtet, er verlegt in ihre Horizonte die Schuppungsflächen seiner Gipfelfaltung. Ich habe gar oft schon dieses kleine geologische Paradies durchstreift und mich an Ort und Stelle ernstlich bemüht, den Wähner'schen Standpunkt aufzunehmen, doch stets vergeblich. Alle meine Bedenken fand ich dann, wie mir scheint in lückenloser Logik, bei Ampferer (27) niedergelegt. Erinnert man sich, daß innerhalb der gestörten Bänder, wie Wähner selbst berichten mußte, mittelliassische Fleckenkalke mit *Amaltheus*, Dogger mit *Parkinsonia*, beide völlig der ortsansässigen Serie fremd, gefunden wurden, daß die Mächtigkeit und Buntheit des aufgearbeiteten Materials zu der Bedeutung der tektonischen Flächen im umgekehrten Verhältnis steht, während man sich gar vielerorts des Eindrucks endostratischer Einsedimentierung nicht erwehren kann, so scheint auch mir gleich Ampferer das Problem nur auf dem Wege sedimentärer Einmischung unvermittelt und reichlich gelieferter, schlecht gesiebter Fragmente vermittels submariner Gleitung gelöst werden zu können. Den örtlichen Verhältnissen nach dürfte das Material am ehesten dem nahen Süden entstammen und die arg reduzierte, von Seichtwasserbildungen durchsetzte Juraserie der Tarntaler möchte als dem Lieferungsorte benachbart gelten.

Ist aber nun, woran ich persönlich nicht mehr zweifeln kann, diese Deutung die richtige, so wäre damit hier eines der wenigen

[1] Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1910. **60**. Heft 2. p. 375 u. 415.

Beispiele gegeben, wo submarine Rutschung bis in abyssische Tiefe zu verfolgen wäre[1].

Das andere nicht weniger fesselnde Vorkommnis entstammt dem Arbeitsgebiete von A. Tornquist (28) im Bregenzer Wald. Er hält die oberjurassische Klippenzone des Feuerstätter Kopfes untermeerisch dem Flysch aufgeschoben, und da, wie Ampferer wohl mit Recht dargetan hat, an ein aktives Abstoßen der Masse durch die weiter vorrückende Lechtaler Schubdecke nicht zu denken ist, kann nur eine echte, durch Hangabtrieb bestimmte Gleitung in Frage kommen. So sehr auch die Größe der bewegten Scholle zu Zurückhaltung mahnt, so konnte ich doch auch in der energischen Kritik Ampferer's kein wirklich stichhaltiges Gegenmoment entdecken, und die allgemeine geologische Lage spricht wohl ebenso für die Möglichkeit einer derartigen Deutung. Das Phänomen weicht ja schließlich nur im Ausmaße von einigen der oben erläuterten Beispiele ab, denen sich die von Heim (1) geschilderte submarine Bewegung des eocänen Nummulitenkalks von Loch-Amden ausschließt.

Nochmals den letzten Abschnitt überblickend möchte ich nachdrücklich hervorheben, daß meiner Ansicht nach bei dem vielleicht sogar überwiegenden Bruchteil der Vorkommen Gleitbewegungen nur als Beihelfer gedacht werden können, insoferne sie bequeme Fördermöglichkeit von überraschender Reichweite ohne erhebliche mechanische Durcharbeitung oder Sortierung besorgten. Mit Walcott möchte auch ich oftmals rasche Austrocknung einer oberflächlichen Lage, erosive Zerstückelung, Bewegung durch Wind und Welle in neue Sedimentationsbereiche zur Erklärung für genügend halten. Selbst an Ort und Stelle werden durch Schwundrisse voneinander getrennte Sedimentplättchen unter rasch verhüllender Sand- und Schlammbedeckung Anlaß zu breccienhafter Textur[2] geben, wie das Walther seit langem verficht, J. E. Hyde (29) mit einem interessanten Beispiel (desiccation conglomerates) aus Süß- oder Brackwasserkalken der mittleren Conemaughserie (höheres Obercarbon) Ohios belegte. Auch submarine Erosion vermag sicherlich unter besonderen Um-

[1] Vergl. H. Rassmuss, Alta Brianza. Geol.-Pal. Abh. N. F. X, 5 (Breccien im Tithon).

[2] Ein terrestrisches Gegenstück liegt in den bekannten „Tongallen" vor.

ständen breccienbildend wirken. Auf die Mitarbeit mariner Bohrwürmer machte Reis (9) in origineller Gedankenfolge aufmerksam. Eine gewisse Einförmigkeit von Material, Größe und Form wird all diesen Produkten anhaften.

Die Beobachtung im Felde hat aber eben doch auch gezeigt, daß subaquatische Gleitung aktiv beteiligt sein kann, daß sich echte Staufalten bis zu unkenntlicher Zerstückelung Schritt für Schritt verfolgen lassen. Und wenn erst unter diesem Gesichtspunkt manch ein altbekanntes Vorkommen überprüft, neue bewertet werden, kann sich vielleicht der Prozentsatz von Produkten aktiver Gleitungsdeformation überraschend verschieben.

Einige allgemeine Züge subaquatischer Gleitung und ihre Unterscheidungsmöglichkeit von ähnlichen Deformationen.

Das besprochene, schon heute reich zu nennende empirische Material gibt die nötige Sicherheit an die Hand, einige Züge von allgemeinerer Bedeutung festzulegen.

Ich halte zuvörderst eine strengere Scheidung der einzelnen Störungsbilder für möglich und notwendig. So möchte ich denn unter subaquatischer Gleitung nur jenen Bewegungsvorgang unter Wasser verstehen, der, durch irgendeinen akut wirkenden Anlaß ausgelöst, einen zusammenhängenden Sedimentstreif den Gesetzen des Hangabtriebs unterwirft. Abwärtsbewegungen von mehr oder weniger unverfestigten Massen wird als subaquatisches (sublakustres bezw. submarines) Hanggekrieche, solche in halbsuspendiertem Zustande, somit irgendwelche Deformationstextur entbehrend, als Gefließe zu bezeichnen sein. Nur der erstere der letzten beiden Fälle wird in einem Profile noch identifiziert werden können.

Das Äußere der bewegten Masse wird je nach ihrer Konsistenz von schichtungslosem Brei zu „Pseudobrandungsbreccien", richtiger „Gleitfragmenten", wechseln. Letztere verdienen besonderes Interesse. An ihrer extremen Eigenart als unvermutete Einmischung von unsortierten und schlecht polierten Stücken äußerst wechselnder Ausmaße in Sedimente alitoralen, ja gelegentlich abyssischen Charakters werden sie leicht erkannt. Nur Treib-

eistransport ließe sich damit verwechseln, doch wird Herkunft wie Verbreitung der Fracht in Verbindung mit den allgemeinen paläoklimatischen Ortsverhältnissen genügend Anhalt zu Unterscheidung an die Hand geben.

Den zwischen den Extremen liegenden Vorkommen muß mit zunehmender Sprödigkeit oder Bewegungsintensität eine charakteristische Deformationsreihe zu eigen sein.

Im theoretisch einfachsten Falle, den Textfig. 13 verkörpert, durch ein entgegenstehendes Hindernis (unterseeische Barre, Klippe u. dergl.) gestaut, in Wirklichkeit wohl meist nach Aufzehrung der lebendigen Kraft durch Reibung und zunehmendem Wasserdruck, wird die Bewegung damit zur Ruhe kommen, daß aus dem Gleitstreif ein Staukeil hervorgeht. An seiner Stirn finden sich vorgeneigte, dichtgedrängte, an seinem sich ausdünnenden

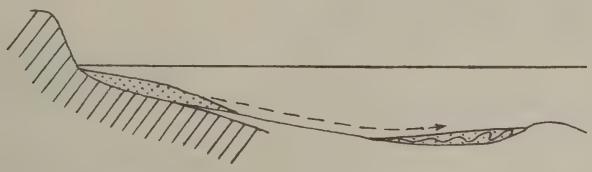


Fig. 13. Schema der Verwandlung von Gleitstreif in Staukeil.

Ende zögernde seichte Staufalten[1]. Diese selbst stimmen in ihren wesentlichen Charakteren (Materialzuwachs an den Umbiegestellen, Polarität) mit tektonisch erregten Deformationen überein, ihre Entwicklungs- wie Zerstörungsgeschichte läuft parallel.

Nur vor Ort beobachtete Vorkommen benützend, vermögen wir doch in den Fig. 1—12[2] alle Etappen wieder zu erkennen. Wir finden da die einfache Hackenfalte (Fig. 1). Unruhige, stehende Faltung (Fig. 2), reife Spitzfalte, schon zu parasitären Fältchen verknittert (Fig. 3), führt zu leicht übergeneigten Falten (Fig. 4) und Überfaltung, deren schönstes Beispiel (Fig. 5) als diskordante, fliehende Falten auf überholten liegenden Faltenschuppen dem theoretischen Bilde zweier Überfaltungsdecken entsprechen. Das

[1] Entsprechende Störungsbilder glaube ich bei Trenton Falls verschiedentlich beobachtet zu haben.

[2] Die Figuren (p. 26, 27) sind alle so gezeichnet, daß die Bewegung als von links nach rechts vorgehend gedacht ist.

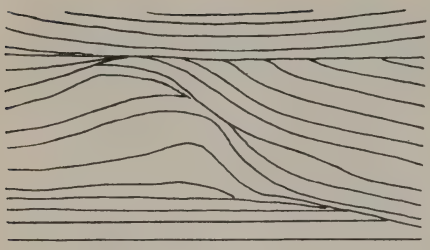


Fig. 1. Reis (9), Muschelkalk, Franken. 1 : 10.

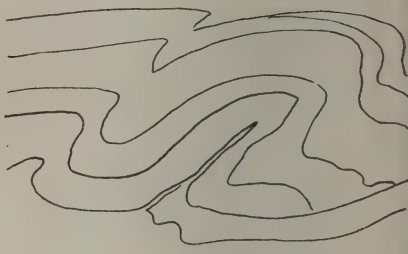


Fig. 4. Heim (1), Miocän, Öhningen. 1 : 3

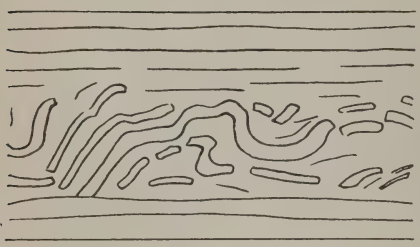


Fig. 2. White (4), Trentonkalk, Trenton Falls. 1 : 50.

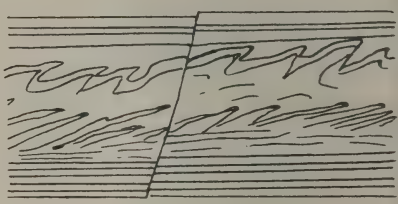


Fig. 5. Salisbury und Atwood (13) Quartär, Wisconsin. 1 : 15.

Fig. 3. Heim (1), Miocän, Öhningen. 1 : 2.

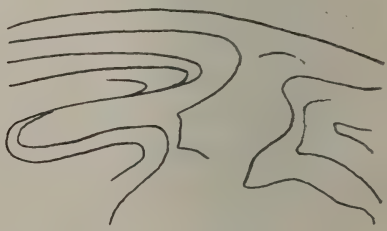


Fig. 6. Endriss (16), Miocän, Randecker Maar. 1,5 : 1.

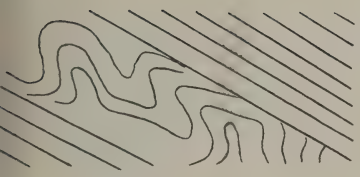


Fig. 7. Logan (19), Unteres Devon, Gaspé. 1 : 200.

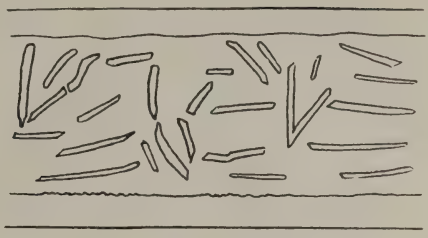


Fig. 10. Hahn, Beekmantown, Pennsylvanien. 1 : 10.

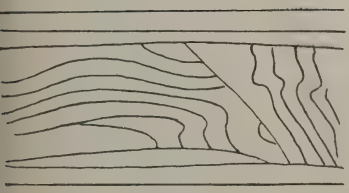


Fig. 8. Miller (2), Trentonkalk, Trenton Falls. 1 : 100.

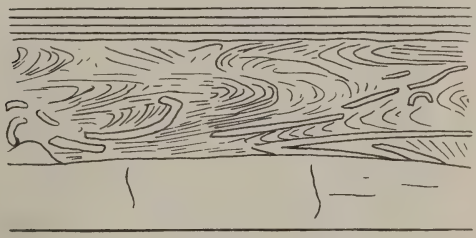


Fig. 11. Reis (9), Muschelkalk, Franken. 1 : 50.

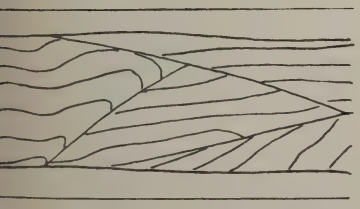


Fig. 9. Hahn, Trentonkalk, Trenton Falls. 1 : 75.

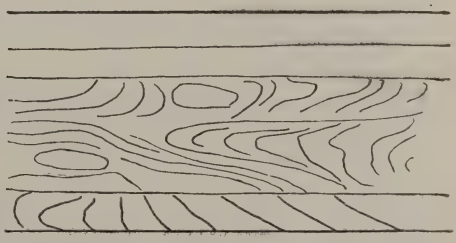


Fig. 12. Reis (9), Muschelkalk, Franken. 1 : 50.

Bild der überangestrengten Falte (Fig. 6) leitet schon die Stauschuppung ein.

Das abgewandte, nacheilende Ende des Staukeils wird dagegen, soferne der Böschungswinkel nicht zu groß ist, weit eher zu Unterfaltung neigen (Fig. 7, Deutung unsicher), die weiteres Nachdrängen in Unterschiebung (Fig. 8) überführt. Es resultiert endlich vermischte Schuppung (Fig. 9). Sprödigkeit einzelner Lagen äußert sich in Zerreißung des Faltenverbands, Auflösung zu Fragmentschwärmen und endlich regelloser Breccienbildung (Fig. 10 und 11)[1]. Genügend große Dünnflüssigkeit im Hangenden mag Überquellung (den Drehfalten vergleichbar) hervorrufen (Fig. 12)[2].

Fig. 14. Reis (9), Muschelkalk, Franken. 1 : 70.

Als Kriterien der Textur hat zu gelten, daß weder Streckung noch Plättung, sondern Stauchung in tangentialer Kraftrichtung erfolgt; daß nur Einmischung von Bruchstücken des Liegenden, nur in den seltensten Fällen vom unmittelbar stratigraphisch Hangenden[3] stattfinden kann. Ein Endergebnis ist anormale Bereicherung der Ablagerungsserie, d. h. Überzähligkeit (Heim [1], Fig. 14), Verarmung (Unterzähligkeit) am Abkunftsorte. Eine scharfe Diskordanzfläche wird nur am Boden des verschliffenen Gleitkeils zu finden sein, das Hangende zeigt verschwommene Züge, allmähliche Störungsabnahme infolge Lösung und Umlagerung und

[1] Vergl. auch das besonders instruktive Bild Logans (19, p. 392, unten rechts).

[2] Deutung zweifelhaft, diagenetische Umformung möglich. — G. Götzinger (Mitteil. Geogr. Ges. Wien. 1908. p. 310) gibt ein besonders deutliches Beispiel analoger Unterschiebung gelegentlich der Beschreibung eines Dammrutsches im Oberennstal.

[3] So sind in den Hornsteinbreccien der Rofan einzelne Bruchstücke der normalerweise folgenden Nerineenkalke gefunden worden. Dies beweist jedoch nur, daß örtlich die Ablagerung der letzten zur Zeit der einsetzenden submarinen Rutschungen schon begonnen hatte, so daß eine dünne basale Lage dieser Nerineenkalke zerstückelt und den übrigen Gleitfragmenten einverleibt werden konnte.

ausgleichenden Materialansatzes. Im Abrißgebiet ist der Sedimentraub durch scharfe Fugennarbe, die nur zu leicht als Fläche diskonformer Auflagerung mißdeutet werden könnte, gekennzeichnet.

Veranlassungsmöglichkeiten.

Im allgemeinen befindet sich für einen bestimmten Zeitpunkt und ein bestimmtes „Ortsklima" jedes eben sedimentierte Teilchen, das des richtigen Böschungswinkels sich erfreut, im Zustand des Gleichgewichts gegen Wasserdruck und Schwerkraft. Es braucht eines noch so kleinen Impulses, um aus der Ruhe in neue Bewegung überführt zu werden. Diese auslösenden Faktoren lassen sich in zwei große Gruppen zerlegen, und zwar 1. solche, die in der Eigenart des Sedimentationsortes und der Sedimentationsart begründet sind; 2. solche, die fremde Eingriffe bedeuten.

Zur ersten Gruppe gehören vornehmlich der ganz allmählich sich sammelnde Überlastungsdruck an dem Vorschüttungsrande von Deltas usw., einschneidende Änderung der Strömungsstärken, des Wasserdrucks[1], der Temperatur, des Eisdruckes wie auch der Richtung von Strömungen und Bodensolen. Je ruhiger diese Faktoren eingreifen, desto unscheinbarer wird im allgemeinen die Bewegung sein (Gekrieche und Gefließe), je stärker und rascher der Impuls, desto energischer das Gleitphänomen (echte Rutschung bis zu rapider Förderung von Gleitfragmenten). Da die natürlichen Voraussetzungen (Unregelmäßigkeiten des Bodens, Material, Aktivität der Faktoren u. s. f.) in erster Linie in der Litoralzone heimisch sind, wird diese das eigentliche Gebiet subaquatischer Rutschungen sein. Es sind so Faziesmarken.

Der zweiten Gruppe sind besonders die durch tektonische oder vulkanische Ereignisse bedingten Störungen zuzuweisen. Hier werden nicht nur die unterseeischen Eruptionen, sondern auch Nah- und Fernwirkungen von Seebeben einzubegreifen sein, deren verheerende Kraft aus dem Karibischem Meere und der Südsee

---

[1] Der Entlastung von Wasserdruck steht auf dem Lande die Entlastung von Gletschereisdruck zur Seite, die im beginnenden Postglaziale eine Fülle der bedeutendsten Bergstürze verursachte.

genugsam bekannt sind. Selbst in Süßwasserbecken werden vor unseren Augen nicht unbeträchtliche Bodenbewegungen auf solche Weise ausgelöst, wie das Erdbeben vom November des letzten Jahres in der Bodenseegegend beweist[1]. Welch erhebliche Störungen an der Küstenzone durch Beben erzielt werden, haben unter vielen anderen[2] Tarr und Martin[3] von Alaska berichtet. Der durch Beben erzeugten Springfluten, besonders aber dem diesen vorangehenden Zurückzug des Wassers muß dabei in erster Linie gedacht werden[4].

Man darf aber nicht vergessen, daß anderseits selbst Ansammlung von Gasen u. dergl. unter einer den Austritt verwehrenden Decklage gar nicht zu vernachlässigende Bodenbewegungen erzeugen können. Ich möchte hier an die eigenartigen „mud cones" nahe Douglastown auf Long Island (N. Y.) erinnern, die durch den Druck des aufdringenden artesischen Wassers entstanden sein sollen[5]. Auch Potonié[6] hat das Auftauchen einer Insel im Ögelsee auf den hohen Druck sich ansammelnder Sumpfgase zurückgeführt[7].

Demgegenüber zeichnen sich die tektonischen Eingriffe durch ihre viel weiter tragende Bedeutung aus, wie das die beiden letzten der oben p. 22 und 23 beschriebenen fossilen Beispiele dokumentieren. Sie sind von besonderem Interesse, weil tektonische Eingriffe sich so bis in abyssische Tiefe verfolgen lassen. Dennoch wird es sich im Vergleich zu den der ersten Gruppe veranlassender Faktoren zuzuschreibenden Vorkommnissen doch wohl in der Regel um Ausnahmen handeln.

[1] G. Rüetschi, Vorl. Mitt. über die Veränder. des Unterseebeckens usw. Jahresber. Oberrhein. geol. Ver. N. F. II, 1. p. 108.

[2] Z. B. R. Neuhauss, Deutsch-Neu-Guinea. Berlin 1911. (Rud. Virchow-Stiftung. **1.**)

[3] Bull. Geol. Soc. Am. **17**. 1906. p. 47.

[4] Eine Zusammenstellung beobachteter Dislokations- und Bebenwogen findet sich in O. Krümmel's Handbuch der Ozeanographie. **2**. 132—157.

[5] A. C. Veatch, Washington 1906. N. St. Geol. Surv. Prof. Pap. **46**. Taf. 27 c.

[6] Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. **32**. 1911. I. Heft 2. p. 188.

[7] E. Horn beschreibt letzthin (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 3. p. 130. 1912) aus dem Winterhuder Stadtparke kräftige Schichtenstauchung, die durch Entgasung und Entwässerung eines liegenden Torflagers entstanden sind.

Unterscheidungskriterien der subaquatischen Gleitungen von ähnlichen Deformationen.

Terrestrische Analoga.

Die ganze Reihe von Hangbewegungen auf dem Lande, von Lawinen, Murgängen, den Steinströmen Howe's und Capps'[1] über Böschungsverrutschung zu Gehängegekrieche und Sandfließen und polarer Solifluktion bietet Gegenstücke zu den besprochenen Bewegungen, ebenfalls in älteste Formationen verfolgbar, ohne daß sie ihrer Textur nach stets schon auf den ersten Blick von den subaquatisch geformten Störungsbildern zu unterscheiden wären. Allerdings erfordert hier die weit bedeutendere innere Reibung viel steilere Böschungswinkel zu ähnlicher Auswirkung und zudem sind für ein gut Teil derselben auch ganz bestimmte klimatische Vorbedingungen erforderlich, deren auffällige Kennzeichen nicht übersehen werden können. Im allgemeinen scheinen die den typischen subaquatischen Staukeilen genau entsprechenden Vorkommen auf dem Lande selten, während umgekehrt die dem ersten Teil der oben erwähnten Reihe konformen Bewegungen unter Wasser zurücktreten. Die letzte Entscheidung, ob subaquatisch oder terrestrisch, muß natürlich stets auf Grund der Fazies des bergenden Sediments erfolgen.

Eisdruckphänomene.

Es wurde bereits im vorangehenden nachdrücklich vermerkt, wie schwierig die dem Eisdruck zugeschriebenen Störungen unter Umständen von subaquatischer Rutschung getrennt zu halten sind. Das verlässigste Kriterium — natürlich neben der Untersuchung des ganzen in Frage kommenden Sedimentverbands — dürfte meines Erachtens in der Art der die Bewegung veranlassenden Kraft gegeben sein. Das Eis drückt auf die entgegenstehende Scholle: die erste und stärkste Deformation bildet sich auf der dem Druck zunächst liegenden, der Stauungsrichtung aber entgegengesetzten Seite, bei subaquatischen Vorkommen liegt Ausgang und Konzentration der Störung an der Stirn des Staukeils in der

[1] Hiemit möchten vielleicht besonders die oben angeführten Beispiele aus dem Devon Michigans, vielleicht auch aus dem Oberdevon Hessens zu vergleichen sein.

Bewegungsrichtung. Ein Zusammenfallen von den Kraftlinien der deformierten Scholle mit der ortsbekannten Eisrichtung, ein richtiges Verhältnis von festgestellter Eismächtigkeit zu geleisteter Arbeit, innige Verknetung von Moränenmaterial im Hangenden der bewegten Masse konform ihrer Stauchungsflächen, das alles wird gegebenenfalls die Zweifel zugunsten des Eisschubs lösen helfen.

Tektonische Gegenstücke.

So leicht es sein mag, in Gebieten weithin herrschender normaler Lagerung die Entscheidung über Gleitdeformationen der besprochenen Art zu treffen, so verwickelt, ja in metamorphen Distrikten wohl unlösbar wird die Frage in hochgestörten Faltungskomplexen. Drei verschiedene tektonische Phänomene sind besonders in Betracht zu ziehen:

Längs Zonen, die aus irgend einem Grunde des Druckverhältnisses dazu erlesen sind, kann Breccienbildung bis zu völliger Mylonitisierung eintreten;

ganze Formationspakete, häufig freilich tektonisch verarmt, können als freie Gleitbretter bewegt werden und ihre plastischeren Komponenten mögen dann alle Arten sekundärer Stauchungsdeformationen zeigen;

einzelne leichter deformierbare Glieder eines einzigen großen Druckverbandes können die Faltung mehr oder minder absorbieren.

Über das erste Phänomen besitzen wir bereits eine mächtig anschwellende Literatur für sich, an deren Spitze natürlich Heim und Baltzer zu nennen sind. Aus dieser Fülle möchte ich aber nur G. Steinmann's[1] Schriftchen „Über Gesteinsverknetungen", besonders nennen, da mir seine scharfumrissene Schilderung und instruktiven Bilder gerade die hier nötige Basis zum Vergleiche bieten.

Dem zweiten Falle haben von jeher ostalpine Geologen eingehende Beachtung geschenkt und A. Spitz (30) hat ihm jüngst eine beherzenswerte Studie gewidmet.

Die dritte Art tektonischer Gegenstücke ist zwar in einem oder dem anderen Beispiel jedem Gebirgsgeologen geläufig, doch hat sie bis heute, von Detailstudien abgesehen, noch

[1] Dies. Jahrb. 1907. Festband. p. 330. Taf. XVII u. XVIII.

keine zusammenhängende Bearbeitung gefunden, obwohl eine solche vielleicht manche scharfen Lichter auf die „Plastizität" der dem Faltungsdruck unterworfenen Formationspakete werfen könnte. Sie scheint viel regelmäßiger aufzutauchen, als allgemein angenommen wird. So sind die oberjurassisch-untercretacischen Schichten[1], auch wohl die liassischen Schiefer der Nordalpen gar häufig davon betroffen. Ich möchte vermuten, daß auch die von Heim (1) als submarine Rutschungen gedeuteten Störungen im Wildflysch hierher zu stellen sind; denn gelegentlich meiner im Frühjahr 1911 begonnenen Untersuchungen im bayrischen Flysch mußte ich mich verschiedentlich davon überzeugen, daß die allen Beobachtern zuerst auffallenden Striche ungeheuer intensiver Faltungsverquälung auf ganz bestimmte Horizonte eines Formationsverbands sich vereinen, somit eine völlig von der eigentlichen Großfaltenform der Flyschzone abweichende, diese vielmehr maskierende Eigentektonik aufweisen von im Streichen ziemlich weit verfolgbarer Verbreitung. Auch im „alten Gebirge" Mitteleuropas ist Ähnliches eine gewöhnliche Erscheinung; die überall verbreitete Photographie der Gedenktafel Barrande's bei Vyskocilka an der Straße südlich von Prag zeigt zugleich ein hübsches Beispiel von heftiger Verfaltung des schwärzlichgrauen dünnbankigen F_1-Kalkes, die weder im Hangenden noch Liegenden innerhalb der kompakteren reineren Kalke von F_2 bezw. E_2 zum Ausdruck kommt[2].

Als Unterscheidungskriterien im Vergleich mit subaquatischen Störungsformen dürften besondere Beachtung folgende verdienen: Jede tektonische Faltungsdeformation ist fast ausschließlich ein Druckphänomen unter erheblicher Hangendbelastung. Plättungs- und Streckungserscheinungen sind somit herrschend. Gleitflächen mit Streifung eines gesetzmäßigen Bewegungssinnes, die mehr oder minder intensive Mitbeeinflussung des ganzen die Störungslage umhüllenden Verbandes, Einmischung von Teilen des Hangenden und Liegenden in gleichem Verhältnis, vor allem natürlich die allgemeine örtliche Situation muß die Entscheidung ermöglichen. Die Bewegungsbahnen werden zudem von größerer Schärfe sein; sich verdünnende Teile des Störungsstreifens

[1] Besonders schön im Umkreis des Ehrwalder Kessels wie beiderseits des mittleren Salachtales.

[2] F. Katzer, Geologie von Böhmen. 1892—1902. p. 1016. Fig. 479.

enthalten gewöhnlich das Maximum tektonischer Deformation, eine Minderung der Stauchungsintensität bei subaquatischer Bildung.

Diagenetische Deformationen.

Eine letzte große Gruppe von Störungsphänomenen, die immer und immer wieder mit jenen der subaquatischen Hangbewegungen verwechselt wurden, soll hier unter „diagenetische[1] Deformationen" zusammengefaßt werden. Die auffälligsten hierher gehörigen Vorkommen knüpfen sich natürlich an die Deformationen leichtlöslicher Gesteine, wie sie vor allem im Gips- und Salzgebirge vorliegen. Meistens zu Nebenerscheinungen geringeren Umfangs verurteilt, können, wie wir in den letzten Jahren immer mehr erfahren haben, derartige endostratische Bewegungen gelegentlich so intensiv sich betätigen, daß ganze Lagerstätten dann in höchst eigenartiger Weise davon ergriffen werden. Nachdem, von den älteren Autoren wie Alberti abgesehen, besonders Geinitz und v. Koenen sorgfältige Einzelbeobachtungen lieferten, hat es in letzter Zeit R. Lachmann[2] (31) mit anerkennenswerter Energie unternommen, durch zielbewußte zusammenhängende Untersuchungen die Wichtigkeit und das Gemeinsame dieser Vorgänge zu beleuchten. Seine Kritik der beobachteten Deformationsbilder kann zugleich als Grundlage für die Würdigung eines erheblichen Teiles diagenetischer Umformungen benützt werden.

---

[1] Ich bin mir bewußt, daß diagenetisch in diesem Sinne die letzthin von Andrée (Geol. Rundschau. **2**. 1911. p. 71) gegebene Deutung wohl etwas überschreitet, die mir keineswegs konsequent zu sein scheint. Wenn er die „Entsalzung" durch eindringende vadose Wässer in den Begriff „Diagenese" einbezieht, wie das ja auch von jeher üblich war, so ist eben doch damit entgegen seiner Definition die Wirkung eines neuen, durchaus nicht notwendig auftretenden Faktors (nämlich lösungshungriges Wasser) eingeschlossen. Wir brauchen ferner ein allgemein verständliches Wort, weit umfassend genug, um „deszendente und posthume" Vorgänge mitzuumgreifen, wie das ja auch der freiere ursprüngliche Gebrauch von Walther zuließ. Die Einwirkung vadosen Wassers auf einen kleinen Mischkomplex wechsellagernder, dabei heterogener Sedimentbänder müßte ja andernfalls oftmals lagenweise bald „diagenetisch", bald „nicht mehr diagenetisch" bezeichnet werden, da Stoffe des einen Streifchens schon im nächsten zum Niederschlag kommen könnten.

[2] Vergl. besonders „Salzauftrieb". Zeitschrift „Kali". **4**. Heft 8, 9, 22—24. Halle. 1911.

Die innerhalb der Gips- und Salzmassen vor sich gehenden Umlagerungen vermögen ihrerseits sekundär oberflächliche „pseudotektonische" Fältelung und Breccienbildung[1] zu erzeugen. Es ist das ja seit alters z. B. aus Mitteldeutschland wohl bekannt und überall verbreitet. Das nordamerikanische salinare Gebiet[2] erwähne ich nur, weil auch dort die örtlichen Störungen gelegentlich solche Ausmaße erreichen, daß trotz der fast horizontalen Lagerung immer wieder tektonische Kräfte zu Erklärungen herangezogen werden.

Eine zweite, für unsere Betrachtung wichtige Beobachtungsreihe knüpft sich an die Untersuchung des mitteleuropäischen Muschelkalks. Reis (9) hat da vor allem einen überraschend vielseitigen Erfahrungsschatz uns erarbeitet. Seine Berichte über die Bildung des Seesinterkalks (p. 106, 7), seine Ansicht über die wichtige Rolle organischer Hydrosolgemenge und Wachstumsvorgänge aus kolloidalen Muttersubstanzen erheischen das höchste Interesse. Dennoch glaube ich, daß man auch weiterhin sich die Flächenwirkung kleinstzelliger organischer und anorganischer Strukturen, die „Ausgangswirkung", wie es Reis gelegentlich treffend nennt, gewärtig halten und deren Tätigkeit nicht so bald nach geschehener Sedimentierung erschöpft zu denken hat. Ist nur die chemische Zusammensetzung des Stoffgemenges geeignet, wie es vor allem stets bei unreinen, schlecht entsalzten dolomitischen Kalken der Fall ist, so werden molekulare Wanderungen zu einmal gebildeten Impfungsnestern von langer Dauer sein, ja sie werden neu erregt oder beschleunigt, wenn durch tektonische oder tief genug greifende erosive Eingriffe das Gleichgewicht des Lösungsdrucks verschoben wird[3].

Einen erheblichen Bruchteil der von Reis primären Ausgleichungsrutschungen zugeschobenen Strukturen möchte ich in Verfolgung dieses Gedankens, vor allem aber auf Grund der nicht

[1] Besonders in den begleitenden Dolomitbänken eine äußerst häufige Erscheinung; neuerdings z. B. eingehend in Michigan Geol. and Biol. Survey, Geol. Ser. 1, 1910 aus dem Monroan beschrieben.

[2] G. K. Gilbert erwähnt von Lime Rock (Genesee Co.) nachdrücklich die unsymmetrischen, stark zerbrochenen „Antiklinen" der oberflächlichen Runzelung. Vergl. auch D. D. Luther, N. Y. St. Mus. 50th Ann. Rep. 2, 1896, besonders Taf. IV mit der typischen „Schlingen"deformation.

[3] Auch hier kommt ebenso wie im Salzgebirge (Arrhenius) ein Wechsel in der Tiefenstufe des Sediments als Umsatz fördernd in Betracht.

mit Gleitungsdeformationen harmonierenden Störungsbilder hier einbeziehen, freilich teilweise als durch Vorgänge angeregt, die ANDRÉE wohl unter dem mir unzutreffend erscheinenden Namen „Verwitterung" klassifizieren würde. Wenn REIS in diesem Zusammenhang auch der trefflichen Schilderung KOKEN's von südwestdeutschen Gekrösekalken Erwähnung tut, so kann doch gerade auf Grund der klipp und klaren Beschreibung dieses Autors gar kein Zweifel walten, daß es sich hier um diagenetische Vorgänge, nicht um submarine Hangbewegungen handelt.

Fig. 15. Niagarastufe, an der Ostuferbahn südlich Lewiston (New York).

Ein vollständiges, in allen Punkten übereinstimmendes Gegenstück hiezu habe ich wenige Tage nach dem Besuch des Trenton Falls an der östlichen Uferbahn zwischen Niagara und Lewiston (westlicher Staat New York), etwa 1,5 km südlich des letzteren Ortes, beobachtet (Taf. III Fig. 2 u. Textfig. 15). Für weitere stratigraphische Einzelheiten muß ich auf den prächtigen Führer A. W. GRABAU's[1] verweisen, für unsere Zwecke scheint mir jedoch folgendes wichtig.

Das Hangende bilden kompakte bräunliche, bituminöse Lockportdolomite mit Drucksuturen, Styloliten und erfüllt mit mineralreichen Geoden als Füllnester der sekundären Lösungsvorgänge.

Darunter liegen Bänke eines crinoidenreichen dolomitischen Kalkes mit so wundervoller Kreuzbettung, daß sie nur dem prächtigen Bilde von REIS (9, p. 108) aus dem fränkischen *Trigonodus*-Kalk, jenem WALTHER's (17, p. 155) aus dem Malm-„Oolith" von Schnaitheim, auch jenen allerdings nicht ganz geglückten von TH. G. WHITE (4) aus dem Trentonkalk des Westcanada Creeks zur Seite gestellt werden dürfen. Die mir von Professor Dr. YABE in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellte Photographie des gleichen Phänomens von Bermuda (Pagetformation) Taf. III Fig. 1 wird hoffentlich allen Zweifel an der Identität all dieser halbäolischen Küstenablagerungen bannen helfen. Unter dieser für kohlensäure-

[1] Bull. N. Y. State Mus. No. 45. 9. 1901.

haltiges Wasser jederzeit permeablen Schicht folgt nun, gegen das wasserundurchlässige Liegende der Rochestertonschiefer durch eine Lage hydraulischen Kalks mit dichtem Gefüge abgegrenzt, ein etwa 1 m dicker Horizont eines fein zuckerkörnigen Dolomits, dessen unregelmäßig beigelagerter, oder wohl richtiger zurückgebliebener Kalkgehalt zu einer äußerst heftigen Gekrösebildung[1] Anlaß gab. In schier unentwirrbaren Schlingen, Zungen und Verrenkungen, bald in sich geschlossen, bald auseinanderstrahlend, zeigen die schlierigen Bänder, die auf Säure nur unbedeutend stärker wie die gleichförmige, doch etwas feiner körnige Matrix reagieren, im Quer- wie Längsschnitt das gleiche unregelmäßige, keinerlei bestimmte Richtung bevorzugende Figurenspiel. Wir haben den Typus jener Deformationsreihe vor uns, die als multi-, gyro- und apolar zu bezeichnen sind (31), d. h. den Typus, der einzig und allein diagenetische Deformationen charakterisiert. Keine irgend anders geartete Erklärung als endostratische Molekelwanderung, weder Eisdruck noch Hangbewegung noch tektonische Einwirkung kann irgend dafür habhaft gemacht werden; jede Spur einer Gleitfläche fehlt.

Dieser Gruppe durch interne Bewegungen kleinster Massenteilchen erregter Störungen, die heute gewöhnlich noch unter den vielleicht allzu vagen Begriff der „Umkristallisation" fallen, der aber des weiteren die von Lachmann Rekristallisation genannten, noch wenig erforschten Vorgänge nahestehen werden, schließt sich eine weitere Reihe an, bei welchen der Wachstumsdruck der kristallisierenden Substanzen schon heute als hauptsächlicher Faktor anerkannt ist. K. Andrée (33) hat diesen Erscheinungen in der letzten Zeit begründete Aufmerksamkeit geschenkt, selbst ein schönes Beispiel aus den obercambrischen Alaunschiefern Schwedens bekanntgegeben und auch auf die kräftigen Stauchungen, wie sie von R. A. Daly[2] aus den Geneseeschiefern der Provinz Ontario geschildert wurden, hingewiesen, so daß sich weitere Besprechung hier erübrigt.

Als Kriterien für die durch diagenetische Umformungen erzielten Schichtstörungen müssen in allererster Linie die Deformationsbilder selbst gelten. Typisch multi- bis apolare Deformationen werden nur hier als Regel auftreten. Sie werden (in

[1] „enterolitic texture".

[2] Journal of Geology. 8. 1900. p. 135.

einer Schnittebene betrachtet) häufig den extremsten tektonischen Umformungen gleichen, ohne daß irgendwie entsprechende tektonische Kräfte zur Verfügung gestanden hätten. Sie werden sich endlich bei guten Aufschlüssen und genügender Sorgfalt ohne Kluft, ohne Abrißfläche in benachbarte schwächer oder nicht mehr beeinflußte Lagen verfolgen lassen, und ein bestimmter begünstigender Chemismus des betreffenden Sediments gibt wieder ein auffälliges Erkennungszeichen. Größere, gerichtete Rutschflächen[1] fehlen durchaus.

Abschluß.

Der Versuch, die submarinen Gleitungsphänomene genauer zu untersuchen, hatte zunächst dazu geführt, sie durch die Formationstabelle bis an die Schwelle des Paläozoicums zurückzuverfolgen. Er hat verwandte, aber verkannte Vorgänge in die Nähe gerückt, äußerlich ähnliche, vornehmlich durch eine Würdigung der Deformationsbilder selbst zu unterscheiden gelehrt. Er hat endlich eine Klassifikation des Phänomens für wünschenswert erscheinen lassen; als wahres Heim derselben die litorale Flachseeregion aufgezeigt.

Es bleibt nur übrig, auf einige von selbst sich aufdrängende Folgerungen aufmerksam zu machen. Wie Heim (1) es aufs klarste dargelegt hat, verdient das durch eine Reihe subaquatischer Hangbewegungen beunruhigte Ablagerungsschema mit seinem relativ benachbarten Wechsel von über- und unterzähligen Serien (vergl. Textfig. 14) alle Beachtung. Es wird davor warnen, in den bekannten großen Kalkfolgen von Flachwassergepräge, wie es die nordamerikanischen, altpaläozoischen Kalke, der germanische Muschelkalk, darstellen, minutiöse Bänkchenvergleichung auf weitentlegene Orte auszudehnen, selbst wenn die faunistischen Berechnungen „stimmen" sollten. Bei allen Mächtigkeitsvergleichen solcher Sedimente muß ein entsprechender Faktor eingesetzt werden; selbst für die detaillierten Messungen von Trenton Falls, unserem Ausgangsbeispiel, scheint mir die völlige Mißachtung dieser Sedimentationsnarben sein Bedenkliches zu haben.

---

[1] Doch können solche kleinen Maßstabs ohne Bevorzugung einer und nur einer Richtung als Folge von Kristallisationsdruck auftreten, wie die Untersuchungen von Reis und anderen gelehrt haben.

Einmal mit dem Schema der anormalen Zähligkeit, wie es Heim theoretisch entwarf und Reis (Textfig. 14) im Felde verwirklicht fand, vertraut, werden sich vielleicht manche Rätsel inkohärenter Faziesverknüpfung lösen lassen.

Ein anderes gilt von jenen Gleitstörungen, die infolge der Sprödigkeit des Materials oder der Intensität der Bewegung zur Bildung von „Gleitfragmenten" führten. Man ist in den letzten Jahren besonders in Amerika mit Recht auf jene leichten Ablagerungsstörungen aufmerksam geworden, die dort seit etwa 10 Jahren als „disconformity" bezeichnet werden, während sie der jüngere Heim von den Verhältnissen der Schweizer Kreide ausgehend als „Pänakkordanz" beschrieb und selbst Burckhardt's „Paralleltransgression" bezeichnet nichts wesentlich Verschiedenes. Nun sind gewiß eine erkleckliche Menge solcher Fugen für den Altersvergleich heteropischer Glieder von äußerster Bedeutung, und daß dies mindestens in gleichem, wenn nicht gesteigertem Maße auch für gewisse Teile Europas gilt, hat das überraschende Resultat der Studie Bassler's über das baltische Ordovicium[1] aufs schärfste ans Licht gerückt, und genau die gleichen Ergebnisse sind fast für das gesamte europäische Paläozoicum (vor allem Böhmen) zu erwarten.

Trotz alledem kann ich mein Bedenken nicht vollkommen unterdrücken, und zwar, nachdem ich an Ort und Stelle verschiedene solcher vermuteten „breaks" erst kürzlich besuchte, daß gar viele dieser diskonformen Fugen allein durch geringe submarine Erosion schon zu deuten wären, daß gar manche sich vielleicht ungezwungen durch Störungen seitens subaquatischer Hangbewegungen erklären ließen, die ja solche Verzahnungen synchroner Diskordanz von selbst hervorrufen müssen. Wenn man erwägt, wie leicht sich etwa aus den den ganzen germanischen Muschelkalk durchziehenden Einschaltungen endostratischer Konglomerate ein ganzes System „diskonformer" Horizonte ablesen ließe, so wird ein gewisses Maß gesunden Mißtrauens gegen die allein auf solch diskonformer Lagerung gegründeten Korrelationen das Richtige treffen.

Die Gegenseite der Bedenken muß sich aber gegen die Extreme der modernen tektonischen Richtung, wie sie augenblicklich teil-

[1] Early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces. Unit. Stat. Nat. Mus. Bull. 77. 1911. - Kaum $\frac{1}{3}$ des tatsächlichen Umfangs dieses Systems zeigt sich in der angeblich vollständigen Schichtreihe des Baltikums vertreten!

weise die europäische Literatur beherrscht, wenden. Jede Breccienbildung gilt da als tektonisch verdächtig, ja Rutschungsdeformationen der geschilderten Intensität etwa in der Ostschweiz zwischen zwei verschiedenen Schichtgliedern beobachtet, würden geradezu als eklatanter Beweis für das Vorhandensein von Deckenbahnen gedeutet. Wenn man sich nur bewußt bleibt, welchen wesentlichen Anteil der alpinen Schichtenskala Flachseesedimente einnehmen, wie selten von Gleitungen der beschriebenen Art neuerdings daher berichtet werden und wieviel von Reibungsbreccien und Myloniten innerhalb von reduzierten Verbänden, die durch Diploporenquerschnitte und Crinoidenstielglieder „bestimmt" sind, selbst noch im Zustand vollkommener Metamorphose gesprochen wird, so kann ein etwas ungläubig Veranlagter seine Zweifel an der Schlüssigkeit gar mancher solcher Art „bewiesener" tektonischer Ausdeutung nicht unterdrücken.

April 1912.

Literaturnachweis.

(1) Arnold Heim, Rezente und fossile subaquatische Rutschungen. Dies. Jahrb. 1908. II. 136.
(2) W. J. Miller, Geology of the Remsen Quadrangle. New York State Mus. Bull. 126. 1909.
(3) P. E. Raymond, Faunas of the Trenton at the Type Section. Bull. Amer. Pal. No. 17. 1903.
(4) Th. G. White, Faunas of the Upper Ordovician Strata at Trenton Falls. Transact. N. Y. Ac. Sc. **15**. 1896.
(5) Ch. S. Prosser and E. R. Cumings, Sections and Thicknes of the Lower Silurian Formation. 15. Ann. Rep. St. Geol. 1895. **1**. 615.
(6) L. Vanuxem, Geology of New York. **3**. 1842. p. 45—56.
(7) W. J. Miller, Highly folded between non-folded strata at Trenton Falls, N. Y. Journ. of Geology. **16**. 1908. p. 428.
(8) G. Götzinger, Die Sedimentierung der Lunzer Seen. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1911. p. 173.
(9) O. M. Reis, Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen unteren und mittleren Trias. Geogn. Jahresh. München. **22**. 1909. p. 1.
(10) A. Agassiz, Three Cruises of the Steamer Blake. Boston 1888.
(11) E. Philippi, Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **60**. 1908. p. 346.
(12) A. W. G. Wilson, Some Recent Folds in the Lorraine Shales. Canad. Record Science. **8**. No. 8. 1902.

(13) R. D. Salisbury and W. W. Atwood, Geography of the Region About Devil's Lake. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bull. No. 5. Educ. Ser. No. 1. 1900.

(14) G. K. Gilbert, Lake Bonneville. Monogr. **1**. U. St. Geol. Survey. 1890.

(15) A. P. Coleman, Glacial and Interglacial Deposits near Toronto. Journ. of Geol. **3**. 1895. p. 622. Desgl. 1901. p. 285 und Americ. Geol. 1901. p. 284.

(16) K. Endriss, Geologie des Randecker Maars. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **41**. 1889. p. 83.

(17) J. Walther, Fauna der Solnhofener Plattenkalke. Haeckel-Festschrift. Jena 1904.

(18) E. Koken, Über die Gekrösekalke des obersten Muschelkalkes am unteren Neckar. Centralbl. f. Min. etc. 1902. p. 74.

(19) Sir W. Logan, Forillon peninsula of Gaspé. Geology of Canada, Kap. 16. Geol. Surv. Can. 1863. p. 391.

(20) A. Rothpletz, Meine Beobachtungen über den Sparagmit und Birikalk am Mjösen in Norwegen, Sitzungsber. k. bayr. Ak. Wiss., math.-naturwiss. Kl. **15**. 1910. München.

(21) J. Walter, Algonkische Sedimente. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **61**. 1909. p. 283.

(22) Ch. D. Walcott, Cambrian Rocks of Pennsylvania. Bull. U. St. Geol. Surv. 134. 1896.

(23) R. Ruedemann, Trenton Conglomerate of Rysedorph hill. N. Y. State Mus. Bull. **49**. 1901. p. 107. Vergl. auch Graptolites of New York. **2**. Memoir. 1908. p. 62.

(24) E. E. L. Dixon, Carboniferous Succession in Gower. Quart. Journ. **67**. 4. No. 268. 1911. p. 507.

(25) D. Woolacott, A Case of Thrust and Crush-brecciation in the Magnesian Limestone, County Durham. Univers. Durham Philos. Soc. Mem. No. 1. New Castle-upon-Tyne. 1909.

(26) F. Wähner, Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 1903. p. 146, 157 etc.

(27) O. Ampferer, Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. **58**. 1908. p. 281.

(28) A. Tornquist, Die Algäu-Vorarlberger Flyschzone. Dies. Jahrb. 1908. I. 63.

(29) J. E. Hyde, Desiccation Conglomerates in the Coal Measures-limestone of Ohio. Amer. Journ. Science. **25**. 1908. p. 402.

(30) A. Spitz, Gedanken über tektonische Lücken. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1911. No. 13. p. 285.

(31) R. Lachmann, Autoplaste Formelemente im Bau der Salzlagerstätten Norddeutschlands. Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. No. 2. p. 113.

(32) K. Andrée, Geologische Bedeutung des Drucks wachsender Kristalle Sitzungsber. d. Ges. z. Beförd. ges. Naturwiss. Marburg. 1911 und Geol. Rundschau. **3**. 1. 1912. p. 7.

Stratigraphie und Tektonik der Gegend von St. Brais und Saulcy.

Von

Walter Oertel aus Hannover.

Mit 1 Karte (Taf. IV), Profilen (Taf. V) und 2 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

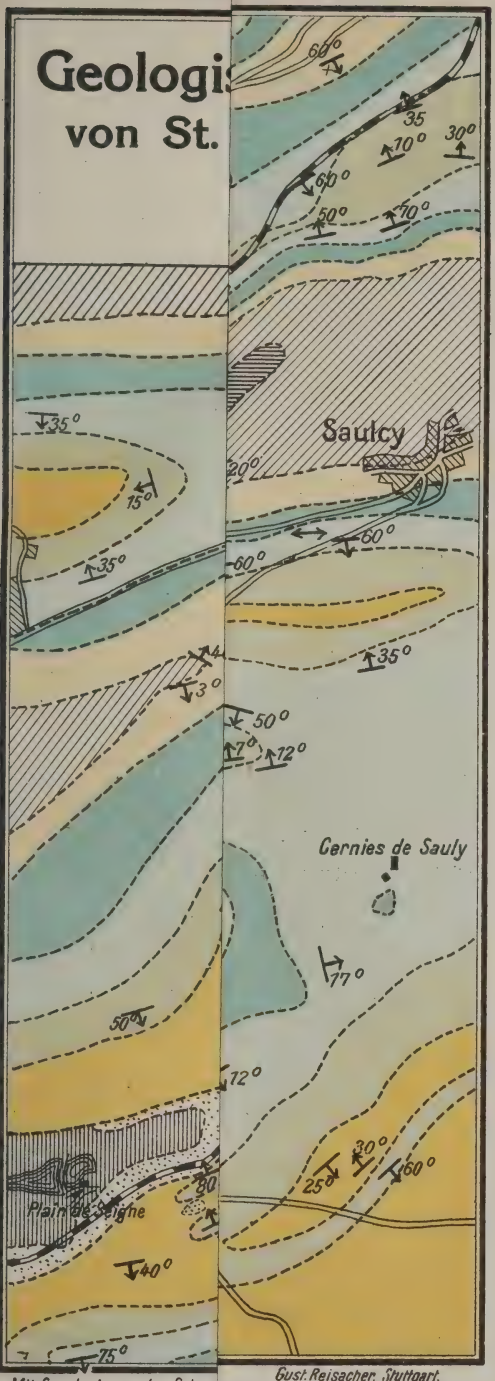
Vorwort 43

Stratigraphischer Teil.

I. Jura 44
1. Dogger 44
a) unterer Dogger 44
b) mittlerer Dogger 45
c) oberer Dogger 47
2. Malm 47
a) Oxford 47
b) Rauracien 48
c) Sequan 50
d) Kimmeridge 52
e) Portland 53
II. Tertiär 53
1. Eocän 53
2. Oligocän 54
3. Tertiäre Gerölle und Schotter 54
III. Diluvium 56
IV. Alluvium 57
Beilage: Schichtfolge des oberen Doggers und Malms an der Bahnlinie St. Brais—Saulcy—Lajoux.

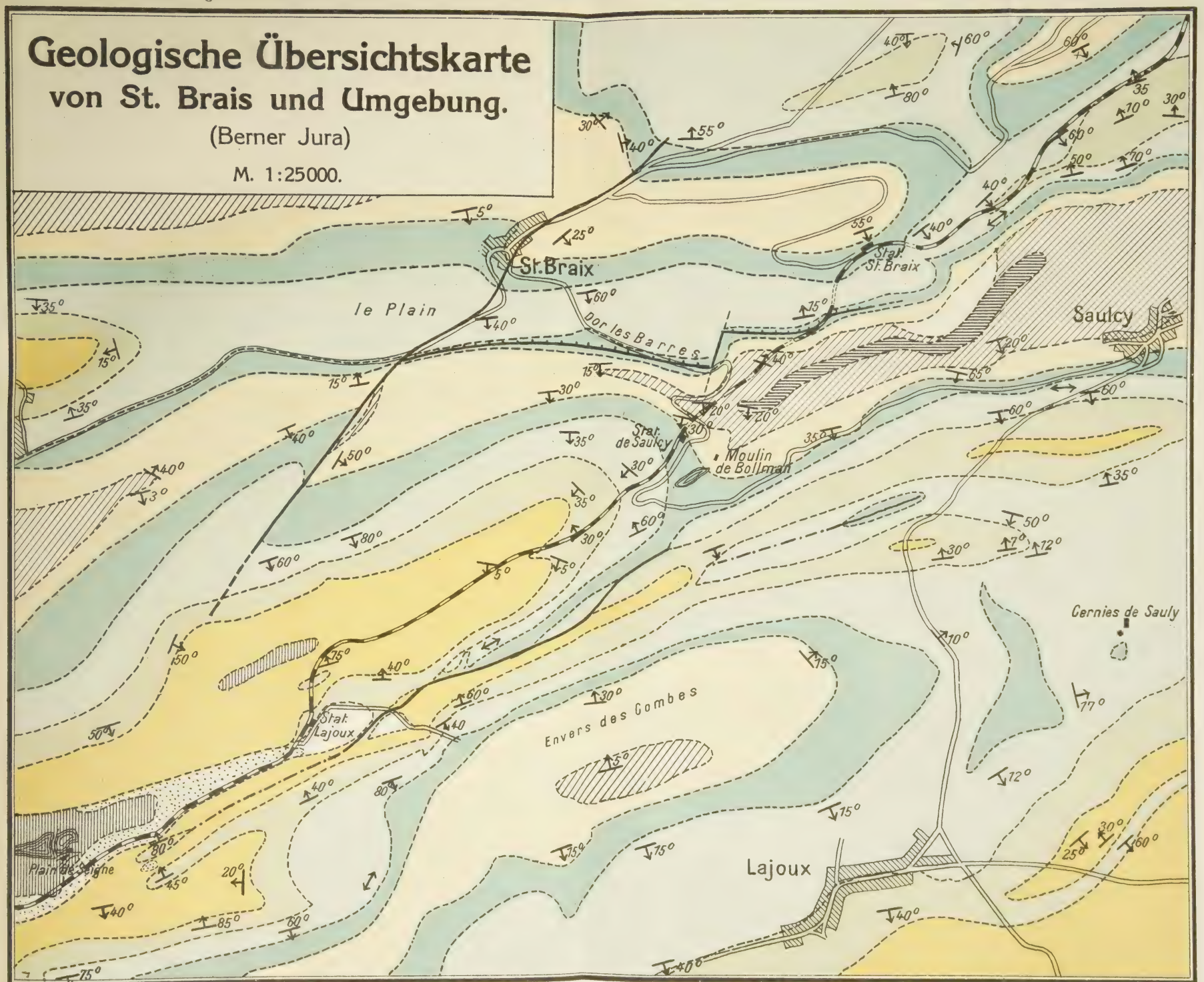
Tektonischer Teil.

Allgemeiner Überblick 56
Die Kette von St. Brais—Sceut 58
Die Kette von Vellerat—Saulcy 63
Die Raimeuxkette 72


Geologi
von St.
Saulcy
Cernies de Sauly
Mit Genehmigung der Schwe
Gust. Reisacher, Stuttgart.
D Sequanien
R Unt. Dogger

Geologische Übersichtskarte
von St. Brais und Umgebung.
(Berner Jura)

M. 1:25000.



Mit Genehmigung der Schweiz. Landestopographie vom 7.12.1912 reproduziert.

Gust. Reisacher, Stuttgart.

Dil. u. Alluv. | Tertiär | Virgulien | Kimmeridgien | Sequanien

Rauracien | Oxfordien | Dalle nacrée | Ob.u. mittl. Dogger | Unt. Dogger

—— Verwerfung

Ausquetschung in den Oxfordtonen, Überschiebung.

Geologische Profile

durch die Hellen von

St. Brais, Vellerat und Raimeux.

M = 1:25000.

Tertiär u. Virgulien
Kimmeridgien
Sequanien
Rauracien
Oxfordien
Dalle nacrée
Hauptrogenstein
Blagdeni- u. Humphr. Sch.
Sowerbyi- u. Murchis.-Sch.
Verwerfung, bezw. Überschiebung

I.
Nord
Saulcy
Süd
Tabeillon
650 m
650 m

II.
Saulcy
Tabeillon
650 m
650 m

III.
Saulcy
Tabeillon
650
650 m

IV.
Saulcy
650
650 m

Nord
Süd

V.
Moulin de Beurrat
Tabeillon
650 m
650 m

VI.
Ban dessus
Plain de la Cernie
Combe de Sceut
Tabeillon
700 m
b

Ban dessus
VII.
Plain de la Cernie
Tabeillon
700
700 m

VIII.
La grosse Closure
Tabeillon
700 m
700 m

IX.
Les Roches
le Plaignat
Moulin de Bellmann
700 m
700 m

X.
Tabeillon
Dos les Fontaines
700 m
700 m

XI.
Euson la Fin
sur Moron
Tabeillon
Dos les Fontaines
Droits des Combes
sous les Cerneux
700
700 m

XII.
La Plain
Champ du Plaine
Tabeillon
sur les Roches
Envers des Combes
750 m
750 m

XIII.
la Plain
Euson la Fin
Champ du Plaine
Tabeillon
750 m
750 m

XIV.
Champ du Plaine
Tabeillon
les Sauces
750 m
750 m

XV.
Les Seignattes
Tabeillon
750 m
750 m

XVI.
Les Seignattes
Tabeillon
750 m
750 m

XVII
Pré dessus
au Senneut
Station de Lajoux
750 m
750 m

XVIII.
Montfavergier
les Rottes
au Senneut
750 m
750 m

XIX.
les Rottes
Pré dessous
Plain de Seigne
750 m
750 m

XX.
les Rottes
Pature des Pontenets
Plain de Seigne
les neufs Prés
750 m
750 m

Gust. Reisacher, Stuttgart.

Seite
Zusammenfassende Übersicht 74
Tektonik der Ketten 74
Art und Wesen der Faltung 75
Alter und Geschichte der Faltung 76
„Faltengitter“ 79

Vorwort.

Während der Sommer- und Herbstmonate 1911 und während der Osterferien 1912 hatte ich Gelegenheit, einen Teil des Nordschweizer Kettenjuras, die Gegend von St. Brais, Saulcy und Lajoux südwestlich von Delémont aufzunehmen. Im Osten reicht meine Karte ungefähr bis an das von Herrn Dr. G. L. Kemmerling bearbeitete Gebiet der Klusen von Undérvelier heran, im Süden fällt meine Abgrenzung genau mit dem südlichen Abschluß der Dufourblätter No. 102 und 103 zusammen, im Westen nahm ich als Grenze den Les Sairins schneidenden, zwischen dem 7. und 8. Längengrad (östl. Greenw.) liegenden Zwischenmeridian an, im Norden schloß ich mit einer durch Montfavergier gehenden Grenzlinie ab, wogegen ich das Hochplateau von Les Roches etwa bis Pré-Sergent behandelte.

Daß in einem derart intensiv gefalteten Gebiete, wie es die Ketten von St. Brais, Vellerat, Raimeux und das Plateau der nördlichen Freiberge darstellen, Störungen nachzuweisen seien, war von vornherein anzunehmen. Herr Prof. Louis Rollier, der auf dem Kartenblatt: Environs de Bellelay (Matériaux pour la carte de la Suisse No. 24) eine Darstellung des von mir neu untersuchten Gebiets gibt, glaubt allerdings noch ohne die Annahme von Störungen auszukommen. Seine Karte zeigt einen Wechsel von mehr oder minder regelmäßigen Mulden und Sätteln und auch in dem zugehörigen Text findet sich nirgends ein Hinweis auf Störungslinien, Überschiebungen, Überkippungen etc. Zumeist begnügt sich Rollier lediglich mit der Aufzählung und Schilderung von untergeordneten stratigraphischen Profilen, so daß die Tektonik jedenfalls im Verhältnis zur Stratigraphie viel zu kurz kommt und eine detailliertere Neuaufnahme dieses Teils des Kettenjura dringend notwendig erscheint. In der Tat haben eine Reihe neuerer Arbeiten von A. Buxtorf, Jenny und G. Kemmerling auch für andere Teile des Schweizer Kettenjuras gezeigt, wie

wenig die Rollier'sche Karte den wirklich bestehenden Verhältnissen gerecht zu werden vermag.

Durch Herrn Prof. W. Deecke dazu angeregt, einige Profile nach der Karte von Rollier (Environs de Bellelay) zu zeichnen, mußte ich die Erfahrung machen, daß man mit dem einfachen Faltenwurf nicht auskommt. Auf Grund meiner Kartierung ergab sich sehr bald, daß das Gebiet der nördlichen Freiberge von ähnlichen Störungen betroffen ist, wie andere Teile des Kettenjuras, was von vornherein zu erwarten war.

Die Bearbeitung des gesammelten Materials wurde im Geologischen Institut der Albert-Ludwigs-Universität ausgeführt, wo sich auch die Belegstücke zu meinen Untersuchungen befinden. Es sei mir an dieser Stelle gestattet, Herrn Prof. Deecke für die liebenswürdige Anregung und Unterstützung zu danken.

Stratigraphie.

An dem Aufbau der Ketten von St. Brais—Sceut, Saulcy und Lajoux beteiligen sich Dogger, Malm, in geringerem Grade auch Tertiär und Quartär. Es ist nicht der Zweck der vorliegenden Arbeit, eine detaillierte stratigraphische Schilderung der einzelnen Horizonte zu geben, es sei in dieser Hinsicht auf die bekannten Monographien von J. Thurmann und Etallon, J. B. Greppin, L. Rollier, Mühlberg und P. de Loriol verwiesen. Treffliche Aufschlüsse gestatteten ein zusammenhängendes, vom mittleren Hauptrogenstein etwa bis in die oberen Abteilungen des Malms reichendes Profil aufzunehmen und dem stratigraphischen Teil meiner Arbeit beizufügen.

Dogger.

Unterer Dogger.

In der Kette von Saulcy, in dem tiefen Einschnitt des Tabeillon, sind die oberen Abteilungen des unteren Dogger, *Humphriesi*- und *Blagdeni*-Schichten, gerade noch aufgeschlossen. In der großen Braunjurakluse am Eingang der Bollmannschlucht finden wir zu unterst, vom Tabeillon angeschnitten, einen graubraunen, dichten, wulstigen, feinoolithischen crinoidenreichen Kalk, der seiner Stellung nach den oberen *Humphriesi*-Schichten entsprechen muß. Darüber folgt an der Basis des Doggeraufschlusses oberhalb

der Sägemühle von Bollmann ein ca. 10—20 m mächtiger, sehr dichter, graubrauner, scharfkantiger Kalk, dessen mittleren und oberen Horizonten mehrere Lagen von kopf- bis faustgroßen Kieselknollen eingeschaltet sind. Diese Konkretionen bestehen fast aus reiner Kieselsäure und zeigen mitunter im Dünnschliff Spuren von Kieselgerüsten, wie sie fossilen Spongien eigen sind. Der Knollenkalk ist leider fossilleer, weswegen sich eine genaue Horizontierung nicht ermöglichen ließ. Immerhin möchte ich in der Altersbestimmung Rollier beistimmen, der diesen Knollenkalk an die Basis seines Vésuliens stellt, während ihn J. B. Greppin für wesentlich älter, den *Sowerbyi*-Schichten noch angehörig, erklärt. Unter der Bezeichnung Vésulien faßt Rollier, dessen Gliederung des unteren Doggers von der übersichtlicheren A. Buxtorf's, Mühlberg's und A. Tobler's wesentlich abweicht, die *Blagdeni*-Schichten und den unteren Hauptoolith bis zu den *Acuminata*-Schichten zusammen. Demnach besäße der vorliegende Knollenkalk das Alter der unteren *Blagdeni*-Schichten (siehe auch Rollier's Profil in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz, Bd. 8).

Ohne scharfe Grenze wird der graue Kalk nach oben hin immer mehr oolithisch und geht ganz allmählich in den unteren Hauptrogenstein über, so daß die unteren 40—50 m hohen Steilwände der Bollmannschlucht in ihren tieferen Lagen noch dem unteren, in den höheren aber schon dem mittleren Dogger angehören.

Mittlerer Dogger.

Der untere Hauptrogenstein, Thurmann's Oolithe subcompacte, ist ein fein bis grobkörniger, massiger Oolith. Infolge des Reichtums an Echinodermen-, hauptsächlich Crinoidenresten, sind seine unteren Bänke bisweilen grobspätig. Der Oolithe subcompacte ist nicht fossilarm; doch sind die Fossilien infolge der hohen Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegenüber der Verwitterung nur selten und in schlechter Erhaltung zu finden. Reste von kleinen Ostreen, Crinoidenstielglieder, lassen auf eine Kümmerfauna schließen. Die massigen, kahlen Wände des unteren Hauptooliths werden von den *Acuminata*-Mergeln überlagert. In der Bollmannschlucht läßt sich deutlich zwischen den Steilwänden des unteren und oberen Hauptooliths ein 5—10 m

mächtiges Band von weicheren Schichten verfolgen: eine Mergellage, welche einen deutlichen von Vegetation überkleideten Streifen verursacht. Die *Acuminata*-Mergel können mitunter auch fehlen. Dies ist offenbar in dem Doggerprofil an der Bahnlinie Saulcy—St. Brais der Fall. Hier lassen sich in der bis in die oberen Lagen des Ooolithe subcompacte hinabreichenden Schichtserie die Homomyenmergel nicht nachweisen, ohne daß jedoch bei der regelmäßigen Lagerung an eine Verwerfung gedacht werden könnte.

Der obere Hauptrogenstein besteht aus mehr als 30 m mächtigen oolithischen Kalken, die in frischem Zustande blaugrau gefärbt, unten ziemlich grobspätig, nach oben hin feiner sind, so daß die Oolithstruktur makroskopisch überhaupt nicht festzustellen ist und das Gestein lokal eine überraschende Ähnlichkeit mit den dichten, harten Kalken des Rauracien annimmt. Dem oberen Hauptrogenstein ist eine Mergelzone eingeschaltet, die *Maxillata*-Schichten (Movelier-Schichten Mühlberg's). Diese über einen Meter mächtige Mergelzone ist ursprünglich hellgrau gefärbt, verwittert rostrot und ist reich an Fossilien: *Homomya gibbosa* Ag., *Terebratula maxillata* Sow., *Hemicidaris Langrunensis* Cott., *Collyrites analis* Desm. etc. Über den *Maxillata*-Schichten liegt noch eine ca. 5 m mächtige Serie von Oolithbänken. Sie schließt den Hauptrogenstein nach oben hin ab, das unmittelbar Hangende sind die *Varians*-Mergel. Die *Ferrugineus*-Schichten fehlen anscheinend in dieser Gegend des Kettenjuras.

8—10 m unter der Basis der *Varians*-Mergel stellt sich mitunter eine Mumienbank ein. Dem oberen Hauptrogenstein gehören die oberen Felswände des Doggeraufschlusses in der Bollmannschlucht an; ein schönes Profil dieser Schichtlagen läßt sich längs der Bahnlinie Saulcy—St. Brais aufnehmen.

Andere Aufschlüsse im oberen Hauptoolith finden sich an der Straße von Station Saulcy nach St. Brais, bei Les Rottes südlich von Les Sairins, bei Sceut (auf der Rollier'schen Karte als Dalle nacrée bezeichnet). Fossilreiche *Maxillata*-Schichten treten etwas unterhalb des Gehöftes Sous-le-Cerneux zutage. Rollier kannte offenbar diesen Aufschluß nicht, weil er an dieser Stelle auf seiner Karte Dalle nacrée einzeichnet.

Die Gesamtmächtigkeit des Hauptrogensteins beträgt in der Gegend südwestlich von Delsberg gegen 100—120 m.

Oberer Dogger.

An der Basis des oberen Doggers liegen die *Varians*-Schichten: gelbgraue, etwa 5—8 m mächtige, lockere Mergel. Sie sind an einigen Stellen gut aufgeschlossen und fossilreich: *Rhynchonella spinosa* PHIL. und *Rh. varians* ZIET., *Terebratula maxillata* SOW. sind für diesen Horizont leitend. Den Übergang zwischen Bathonien und Callovien bildet ein im Maximum 5—8 m mächtiger, knolliger, grauer, rostrot gefleckter Mergelkalk. In dem Aufschlusse östlich von Station Saulcy, an der Straße nach St. Brais, konnte ich aus diesem Horizont eine Fauna sammeln, die nach dem Vorkommen von *Holectypus depressus* DES., *Echinobrissus clunicularis* LLWD., *Anabacia orbulites* E. et H. den Mergelkalk dem Calcaire roux sableux gleichstellt.

Die Dalle nacrée ist in den Ketten südwestlich des Delsberger Beckens sehr mächtig, sie besteht aus einer 40—50 m dicken Serie von ockergelben, eisenschüssigen, dünnplattigen Kalken mit bisweilen deutlicher diskordanter Parallelstruktur. An der neuen Straße von Moulin-de-Bollmann nach dem Dorfe Saulcy sind die oberen Lagen der Dalle nacrée als reine Echinodermenbreccie, nämlich als Haufwerk von *Pentacrinus*-Stielgliedern, Seeigelresten und Ostreenschälchen ausgebildet.

Die *Athleta*-Schichten habe ich in dem von mir behandelten Gebiete nirgends aufgeschlossen gesehen. Wenn vorhanden, sind sie wenig mächtig und von den *Renggeri*-Tonen überrutscht.

Malm.

Im unteren Malm läßt sich an einigen Stellen schon die Grenze der west- und mitteljurassischen Fazies beobachten, obwohl die Gegend von St. Brais und Saulcy noch vollständig dem rauracischen Faziesbezirk angehört. Erst im Süden von Lajoux, in der Gegend von Tramelan und Tavannes, beginnt die argovische Ausbildung. Die Gliederung des Malms ist durchweg die gewöhnliche.

Oxford.

Das Oxford läßt sich in zwei Etagen gliedern:

1. in die *Renggeri*-Tone (25—30 m) und
2. in das Terrain à chailles (35—40 m).

Die *Renggeri*-Tone sind dunkelgraue, blauschwarze Tone mit zahlreichen kleinen, verkiesten Ammoniten, unter denen ich *Creniceras Renggeri* Opp., *Cardioceras cordatum* Sow., *Aspidoceras perarmatum* Sow. und *Perisphinctes Bernensis* de Lor. als leitend hervorheben möchte. Ihre Mächtigkeit ist äußerst schwierig festzustellen, da sie erstens weithin verrutscht und zweitens bei der Faltung oft fast ausgequetscht oder gestaucht sind. Schöne Aufschlüsse liegen an der Straße von der Station nach Dorf Lajoux, bei Les Seignattes südwestlich von St. Brais und südlich von Les Rottes.

Das Terrain à chailles ist in seinen unteren Lagen vorwiegend mergelig, in den oberen Lagen herrschen Kieselkalkknauern vor, die Kopfgröße erreichen können. Für die tiefer liegenden Schichten sind charakteristisch: *Rhynchonella Thurmanni* Voltz., *Collyrites bicordata* Des., *Cardioceras cordatum* Sow., für die höheren Lagen: *Pholadomya parcicostata* Roem., *Ph. exaltata* Ag., *Ph. lineata* Goldf., *Perisphinctes plicatilis* d'Orb. etc. Das Terrain à chailles ist an der Bahnlinie östlich von Station Saulcy, an der Straße von Lajoux nach La Combe, am besten aber östlich von Montfaucon zu beobachten, wo durch einen Bergrutsch das obere Oxford freigelegt ist. An Fossilien ist dieser Fundort außerordentlich reich.

Rauracien.

Die Schichtserie des Rauracien setzt sich in der Hauptsache aus harten Riff- und Korallenkalken zusammen. Diese widerstandsfähigen Kalke bilden fast überall die Kämme der Ketten und erzeugen Steilhänge und schroffe Felswände. Von einer Abnahme des Rauracien ist in der Gegend von Saulcy und St. Brais noch nichts zu bemerken, erst ganz im Süden meines Gebiets, bei Lajoux, ist ein Übergang in die argovische Ausbildung zu beobachten. In der Gegend von Saulcy und St. Brais läßt sich das Rauracien gliedern in:

a) die unteren oder *Florigemma*-Schichten, das Glypticien (30—35 m),
b) den mittleren, stellenweise durch Kalke vertretenen Oolith (45—50 m),
c) die oberen Nerineenschichten (20 m).

Das untere Rauracien besteht aus gelbbraunen, wulstigen, in den tieferen Lagen sogar geschichteten Mergelkalken

mit häufigen Echinodermenresten (Stacheln von *Cidaris florigemma* Phil., *Glypticus hieroglyphicus* Ag., *Hemicidaris crenularis* Ag.). Korallenstöcke durchsetzen es schnurförmig, die Fossilien sind meist verkieselt. Aus der reichhaltigen Fauna führe ich noch weiter an: *Pecten Laurae* Et., *Gryphaea dilatata* Sow., *Pholadomya exaltata* Ag., *Zeilleria delemontana* Opp. Nach oben zu nimmt die Schichtung ab, der Kalkgehalt zu. Die Mergelkalke weichen in den oberen Lagen einem ungebankten, massigen, von zahllosen Klüften durchsetzten Riffkalk, der unmerklich in das mittlere Rauracien übergeht. Diese letzte Stufe besteht aus einer gegen 50 m mächtigen Serie von hellen, kompakten Kalken, aus lockeren Oolithen und porösen hellbraunen Mergelkalken. Die eigentlichen Oolithbänke sind nur wenig mächtig, dagegen reich an Fossilien, vor allem an: *Pecten vitreus* Roem., *Astarte Blauenensis* de Lor., *Cerithium blauenense* Bur., *Nerinea episcopalis* de Lor. etc. Charakteristisch ist für die Terebratelschalen ein eigentümlicher Seidenglanz, der Exemplaren aus anderen Schichten durchweg fehlt.

Das o b e r e R a u r a c i e n setzt sich allgemein aus harten, äußerst widerstandsfähigen Kalken zusammen und ist fossilarm. Meist sind nur schlechte Querschnitte von *Diceras*, Nerineen und Korallen wahrzunehmen; nur an der Grenze gegen das Sequan treten Nerineen (*Nerinea nodosa* Voltz, *Nerinea Ursicina* Th.) in Nestern, aber nur an diesen Horizont gebunden, auf.

Im Süden meines Gebietes, in den beiden Flanken des Gewölbes von Lajoux, war eine Annäherung an den argovischen Faziesbezirk zu bemerken. Das eigentliche Argovien, die Mergelkalke und Tone der B i r m e n s d o r f e r und E f f i n g e r S c h i c h t e n, habe ich in meinem Gebiete nicht beobachtet.

In der Kette von Lajoux setzt sich das untere und mittlere Rauracien aus einer gegen 50 m mächtigen Serie von stellenweise wohlgeschichteten Mergelkalken zusammen. In den unteren Lagen sind die Schichten noch ziemlich dickbankig und enthalten häufig *Gryphaea dilatata* Sow., *Ctenostreon proboscideum* Sow. sp., *Terebratula insignis* Mndhl., ebenso gelegentlich Stacheln von *Cidaris florigemma* Phil.,aber weit seltener als in den eigentlichen *Florigemma*-Schichten der nördlichen Ketten. Die Schichtung nimmt nach oben hin zu, zugleich wird das Gestein poröser. Rauracienoolith habe ich noch südlich von Moulin-de-Beusses beobachtet,

in der Umgebung von Lajoux nicht mehr. Schlägt man den Feldweg, der bei der Kirche des Dorfes nach Nordosten umbiegt und nach Cernies-de-Saulcy führt, ein, so hat man Gelegenheit, eine merkwürdige Ausbildung des mittleren, bezw. oberen Rauraciens kennen zu lernen. Gleich am Eingang in den Wald stehen 6—10 m mächtige, deutlich geschichtete, weiße, sehr poröse Mergelkalke an mit zahlreichen, ziemlich schlecht erhaltenen Fossilien. Ich konnte dort vor allem planulate Perisphinctiden und dem *Ammonites marantianus* D'Orbigny nahestehende Oppelien sammeln. Die schroffen Rauracienfelsen fehlen in der Kette von Lajoux, daher sind die Höhenunterschiede ausgeglichener und die Landschaft nimmt mehr und mehr den Charakter eines welligen Hügellandes an. Auch das Rauracien vermag hier fette Wiesen und Felder zu tragen. Das Rauracien der nördlichen Ketten, den Delsberg-Blauen-Typus, lernen wir in zahlreichen guten Aufschlüssen kennen. Das beste Profil läßt sich längs der Bahn westlich von Station Saulcy aufnehmen, wo sämtliche Etagen wohl aufgeschlossen sind. Außerdem können wir das Rauracien längs der neuen Straße nach Dorf Saulcy, bei La Combe, bei Les Roches nördlich von St. Brais, bei Les-neufs-Prés etc. studieren. Längs der Straße von Lajoux, südlich von Sous-les-neufs-Prés, haben wir Gelegenheit, die etwas abweichende südliche Ausbildung zu sehen.

Sequan.

Dem Sequan fehlen eigentliche Riffkalke fast vollständig, an ihre Stelle treten Mergel, Mergelkalke und Oolithe. Man kann gliedern in

a) *Natica*-Mergel (35 m),
b) *Humeralis*-Schichten (25 m, mit Mumienbank),
c) St. Verena-Schichten (30 m).

Die *Natica*-Schichten sind blaugraue, in verwittertem Zustand rotbraune Mergel und mergelige Oolithe. Selten ist die Grenze zwischen den Sequanmergeln und dem obersten Rauracien gut aufgeschlossen, ich konnte sie nur in dem Bahneinschnitte westlich von Station Saulcy beobachten. Hier folgte auf die harten, schlecht gebankten Kalke des oberen Rauracien eine Serie von fahlgelben, graugefleckten, gut gebankten Kalken mit dünnen Mergelzwischenlagen. Diese Schichten sind so ziemlich fossilleer

nur in den obersten Schichten fand ich eine kleine *Natica*, die mit *Natica hemisphaerica* d'Orb. identisch sein dürfte. An der Basis der nun folgenden Mergel konnte ich eine etwas festere, etwa 0,5 m mächtige Kalkschicht beobachten, in der sich *Astarte minima* Lam. in zahlreichen Exemplaren lumachellenartig zeigte. Die Mergel selbst sind fossilreich. Außer leitenden *Natica*-Arten: *Natica grandis* de Lor., *N. Eudora* d'Orb., *N. hemisphaerica* d'Orb. finden sich noch *Nerinea Bruckneri* Th., *Lucina Elsgaudiae* Th. recht häufig.

Zwischen die *Natica*-Mergel und die *Humeralis*-Schichten schieben sich die Mumienbänke ein, d. h. Kalke mit über bohnengroßen, oolithartigen Knollen, die sehr leicht erkennbar und dem kartierenden Geologen als trefflicher Leithorizont willkommen sind.

Die *Humeralis*-Schichten selbst sind Mergelkalke und Mergel von gelber bis rötlichbrauner Farbe. Sie beherbergen eine reiche Fauna, aus der ich als leitend *Magellania humeralis* Roem., *Terebratula Bauhini* Et., *Rhynchonella corallina* Leym., *Bourguetia striata* Desh., *Rhynchonella corallina* Leym., *Apiocrinus Meriani* Desh. erwähnen möchte. Im Hangenden der *Humeralis*-Schichten ist stellenweise eine zweite Mumienbank zu beobachten; doch ist sie bei weitem nicht so ausgeprägt wie die untere. Sie leitet den St. Verena-Oolith ein.

Die St. Verena-Schichten sind vorwiegend Oolithe von sehr wechselnder Ausbildung, da bald harte, zähe, feinkörnige, fleischrote Oolithkalke vorwalten, bald in den oberen Lagen stellenweise ein äußerst lockerer, weißer, grobkörniger Oolith sich entwickelt. Aus diesem habe ich *Cardium corallinum* Buv., *Nerinea Gosae* Roem. und *N. contorta* Buv., *Ostrea pulligera* Qu. gesammelt. An anderen Orten ist der eigentliche Oolith auf wenige Meter reduziert und durch lichte, zähe, wohl geschichtete Kalke ersetzt. Dieser Fazieswechsel ist am besten in der Gegend von Lajoux zu beobachten, wo das gesamte mittlere und obere Sequan als Kalk ausgebildet ist. Einen ähnlichen Fazieswechsel konnte Herr Schuh in den Freibergen bei Les Pommerats nachweisen.

Auch das Sequan ist in den drei von mir untersuchten Ketten wohl aufgeschlossen. Bei Combe Tabeillon westlich Station Saulcy und bei Moulin-de-Beusses stehen fossilreiche *Natica*-Schichten an, oberhalb des Wirtshauses von La Combe westlich

von Station Lajoux *Humeralis*-Schichten in typischer Ausbildung. Verena-Oolith und Mumienbänke sind überall, wo Sequan sichtbar ist, gut aufgeschlossen, weil sie als harte, widerstandsfähige Rippen zwischen den weicheren, von Wiesen überkleideten *Natica*- und *Humeralis*-Schichten hervorragen.

Kimmeridge.

Wir unterscheiden

unteren Kimmeridge (40 m),
Pteroceras-Mergel (8 m),
oberen Kimmeridgekalk (30 m).

Es fällt zunächst auf, daß der Kimmeridge — namentlich seine obersten Teile — nicht mehr die Mächtigkeit besitzt, wie in der Gegend von Laufen, Moutier etc.

Der untere Kimmeridge (*Pseudocidaris Thurmanni*-Schichten, Couches du Vobourg) besteht aus gut gebankten, äußerst harten, grauen oder hellbräunlichen Kalken. Die Stacheln von *Pseudocidaris Thurmanni* Ag. sind nur in einer ganz bestimmten Lage, gegen das Hangende hin, zu finden, sonst ist diese Zone so gut wie fossilleer. Die Grenze zwischen Obersequan und unterem Kimmeridge ist meistens nicht scharf, weil fast sämtliche für den Kimmeridge leitende Formen schon im Obersequan auftreten können.

Die *Pteroceras*-Schichten sind lockere, ockergelbe oder graue, äußerst fossilreiche Mergel mit folgenden Leitformen:

Pteroceras Oceani Brongn.	*Isocardia striata* d'Orb.
Ostrea solitaria Sow.	*Ceromya excentrica* Ag.
Plectomya rugosa P. de Loriol	*Terebratula suprajurensis* Thurm.

Der obere Kimmeridge, Epipterocérien und Hypovirgulien, setzt sich aus einer Serie von lichten, weichen, teilweise mergeligen Kalken mit unten dünnplattiger, nach oben zu undeutlicher Schichtung zusammen.

Das Hypovirgulien ist ein weißer, kreideartiger, wenig widerstandsfähiger Kalk, reich an großen Nerineen (*Nerinea depressa* Voltz., *N. Elsgaudiae* Th.). Von den Leitformen des Pterocérien sind *Pteroceras Oceani* Brongn., *Terebratula suprajurensis* Thurm., *Ostrea pulligera* Qu. etc. auch hier noch ebenso häufig wie in den *Pteroceras*-Mergeln.

Gute Aufschlüsse im unteren Kimmeridge sah ich längs der Bahnlinie westlich von Station Saulcy, bei Station Lajoux unterhalb Petit-Montcenez. An eben den genannten Orten treten auch die fossilreichen *Pteroceras*-Mergel zutage. Das Epipterocérien läßt sich südlich von Au-Senneut längs der kleinen Fahrstraße nach La Combe studieren.

Portland.

Das Portlandien ist in der Umgebung von St. Brais nur in seiner untersten Stufe, den *Virgula*-Schichten, vertreten und zwar als graugrüne, fette, wenig mächtige Tone, aus denen ich die kleine *Exogyra virgula* d'Orb. stellenweise sammeln konnte.

Das Virgulien ist östlich von Plein-de Seigne am Berghang gelegentlich einer Ausschachtung aufgeschlossen gewesen, ferner bei Au-Senneut von mir beobachtet.

Tertiär.

Das Tertiär spielt im Gebiet der behandelten Kette nur eine untergeordnete Rolle.

Eocän.

Die älteste Ablagerung stellt die aus dem Becken von Delémont, Soulce, Moutier, Tavannes etc. wohlbekannte Bohnerzformation dar. Das eigentliche körnige Bohnerz, wie es in Delsberg früher abgebaut wurde, fehlt zumeist, rot gefärbte Lehme, sogen. Bolus, herrschen vor.

Die aus dem Becken von Moutier und Tavannes bekannten Glassande (Sables vitrifiables) und die ebenfalls um Moutier herum sich findenden eocänen Süßwasserkalke sind wahrscheinlich nicht zur Ablagerung gekommen. Das ist auch leicht verständlich: Wenn wir in den Freibergen die Bohnerztrichter nicht nur, wie im Delsberger Becken, dem Kimmeridge oder Portland, sondern den verschiedensten Sedimenten des Malms, häufig sogar noch dem Rauracien, eingelagert finden, so müssen wir annehmen, daß das Gebiet der nördlichen Freiberge und der sich nordöstlich anschließenden Gegend von St. Brais—Saulcy in der Eocänzeit teilweise bis auf das Rauracien herab erodiert war. Diese intensive Erosion läßt sich nur dann erklären,

wenn wir die Gegend der Freiberge als altes, schon in der Kreidezeit herausgehobenes Festland betrachten. Im Gegensatz hiezu erhielten sich im Gebiet der Becken von Delsberg und Moutier etc. bis gegen Ende der Miocänzeit noch kleine Landseen, ja wenige Kilometer südlich und südöstlich, bei Tavannes und Tramelan, gelangte in der Helvetienzeit der Muschelsandstein, ein rein marines Sediment, zur Ablagerung. Gelegentlich freilich ist es auch auf dem alten Festland der Freiberge zur Bildung von kleinen Landseen und Landsümpfen gekommen, wie die verstreuten Fetzen von Süßwassertertiär verraten, die wir zwischen den Falten steil eingepreßt und auf diese Weise von der Erosion geschützt finden. In der Hauptsache aber waren an der Abtragung des alten Festlands dieselben Faktoren tätig, die auch heute noch die Hauptrolle bei der Einebnung der Gebirge spielen und durch die die erodierenden Kräfte der Flüsse und Atmosphärilien bedingt sind.

Oligocän.

Mit Sicherheit als Oligocän ließen sich die unterhalb Sur-les-Roches zwischen Kimmeridge eingepreßten graugrünen bis rötlichbraunen, lockeren Mergel bestimmen. Bei einer Begehung fand Herr Prof. Deecke an dieser Stelle eine Lage von etwas härteren, dünnplattigen Mergelkalken, die große Planorben und Limnaeen enthielt. Die an dieser Stelle gesammelten Formen erinnern sehr an die Süßwassergastropoden des Delémontiens: *Helix Ramondi* Brg. und *H. rugulosa* Mart., *Limnaeus pachygaster* Thon., *Planorbis depressus* Grepp. etc. Bei Begehungen der Becken von Undervelier, Tavannes, Bellelay und Tramelan fand ich dieselben Mergel an der Basis der Delémontienkalke und über der Glimmerschüppchen führenden, lockeren, graugrünlichen Molasse alsacienne; sie entsprechen also zweifellos den oligocänen „Marnocalcaires inférieurs" Rollier's.

Außer diesen spärlichen Resten tertiärer Sedimente spielen in der Gegend der nördlichen Freiberge besonders für die ungefähre Altersbestimmung der Faltung eine gewisse Rolle alte Flußgerölle. In den Kalken des unteren Kimmeridge, welche oberhalb der Station Lajoux gegen Au-Senneut zu ziemlich steil nach Norden einfallen, finden sich, mit eingefaltet, stark ab-

geriebene, eirunde Gerölle. Wie eine genauere Untersuchung des gesammelten Materials ergab, handelt es sich hier nur um Juragerölle. Unverkennbar sind abgerollte Stücke von Blauen und Verena-Oolith, von Kimmeridgekalk; ebenso unanfechtbar ist das Vorkommen von Dalle nacrée, Calcaire roux sableux und Hauptrogenstein. Auch Bohnerz findet sich, wenn auch spärlich, darin vertreten. Es war mir leider nicht möglich, das Alter dieser Gerölle genau zu bestimmen. Ich dachte zuerst, es handle sich im vorliegenden Fall um eine Fortsetzung des bei Pré-Petitjean von Rollier nachgewiesenen Gompholite d'Ajoie. Der Gompholite d'Ajoie ist aber, wie ich mich überzeugen konnte, ein grobes, ziemlich festverkittetes Konglomerat, das reich an körnigem Bohnerz und kleinen Quarzkieseln ist und bei dem die Juragerölle meist stark verwittert und vielfach so vermürbt sind, daß ihr Alter überhaupt nicht mehr bestimmt werden kann. Im vorliegenden Fall haben wir indessen nur lose, ziemlich frische, an Bohnerz verhältnismäßig recht arme Gerölle. Welches Alter das Vorkommnis auch besitzen mag, das eine ist jedenfalls sicher: Das Vorkommen von Dogger in dem untersuchten Material und die Tatsache, daß die Gerölle zweifellos mit eingefaltet sind, lassen auf eine starke, lokal den Dogger freilegende, der letzten Faltung vorhergehende Erosion schließen.

Schon G. J. Kemmerling fand auf den Ketten in der Umgebung von Moutier und Undervelier, den höchsten Kämmen auflagernd, eigentümliche Schotter. Ihr Auftreten war stets an die Basis des Höhenlehms gebunden, sie bestanden meist aus Quarziten, Graniten und Porphyren. Kemmerling nahm an, die Gerölle entstammten den Vogesen und wären den gleichartigen Schottervorkommen der pliocänen Dinotheriensande an die Seite zu stellen. Auf den Kämmen der Ketten von Saulcy und Raimeux fand ich ganz ähnliche Gerölle auf verschiedenem Untergrunde, bald auf Oxford, bald auf Rauracien und Sequan, aber immer an die Basis des Höhenlehms gebunden. Das Material war indessen von dem von Kemmerling erwähnten ein wenig verschieden. Porphyre und Granite fehlten nämlich, stark verwitterte Sandsteine und weiße Kiesel herrschten vor, daneben fand sich, spärlich vertreten, unverkennbares Juragestein. Ob nun diese Gerölle, namentlich die Quarzite, aus den Vogesen stammen, ist unsicher, zumal, da sich nicht viel weiter südlich bei Tramelan und Le Fuet

ebenfalls weiße Quarzite, dort aber mit typischen alpinen Geröllen: Serpentinen, Verrucano, Glimmerschiefern etc. vermengt finden (Rollier's Pondingue polygénique). Wenn sich diese Gerölle mit aufgefaltet auf den höchsten Kämmen auf dem verschiedensten Untergrund finden, so ist das nur wiederum ein Beweis für die Annahme einer intensiven Erosion vor der Faltung.

Diluvium.

Diluvialen Alters ist wohl in der Hauptsache der sogen. Höhenlehm, der auf den Hochplateaus der westlichen und südlichen Freiberge allmählich weite Verbreitung gewinnt. Auch die zahlreichen, an das Vorkommen weicher Mergel und Tone, namentlich der *Renggeri-* und *Virgula*-Schichten gebundenen, kleinen Moore sind wenigstens z. T. vielleicht dem Diluvium zuzurechnen.

Alluvium.

Dem Alluvium und wahrscheinlich auch noch dem Diluvium gehören die Schuttbreccien an, die sich an einigen Stellen, besonders da, wo die Faltung Steilwände erzeugte, gebildet haben. Ein großer Teil der eben erwähnten Moore mag auch noch dem Alluvium angehören.

Alluvial sind meiner Meinung nach auch die grünen, zähen Mergel, die hinter Station Lajoux durch einen Graben angeschnitten sind. Hier sind wahrscheinlich auf sekundärer Lagerstätte verschwemmte tertiäre oder dem Portland entstammende Tone und Mergel abgelagert worden. Die zahlreichen rezenten Schneckenschälchen, die beim Abschlämmen dieser Tone sich nachweisen lassen, sprechen aber jedenfalls für eine junge Entstehung.

Tektonik.

In dem von mir kartierten Gebiete konnte ich von Norden nach Süden drei Ketten unterscheiden:

die Kette von St. Brais—Sceut (Caquerelle),
die Kette von Saulcy—Vellerat
und die nördlich von Lajoux verlaufende Raimeux-Kette.

Schichtfolge des oberen Doggers und Malms an der Bahnlinie St. Brais—Saulcy—Lajoux im Berner Jura.

Pteroceras-Schichten (8—10 m), gelbl., lockere Mergelkalke mit *Pt. Oceani* Brongn. Lage mit *Pseudocidaris Thurmanni* Et.

Thurmanni-Schichten (35—45 m), graue, zähe, fossilleere Kalke.

Epiastartien (ca. 5—10 m), mürber, weißer Oolith mit *Cardium corallinum* Buv.

Verena-Schichten (15—20 m), fleischroter bis weißer, zäher, fossilarmer Oolith.

Fossilleerer, gelbbrauner Kalk (15 m).

Humeralis-Schichten (10—15 m), gelbgraue Mergel u. Kalke mit *Zeilleria humeralis* Roem. etc.

Mumienbänke (10 m), wohlgebankte Kalke mit bohnengroßen Konkretionen.

Natica-Schichten (7—10 m), blaugraue, oolith. Mergel mit *Nat. grandis* de Lor. etc.

Kalkbank mit *Astarte minima* Lam.

Fahlgelbe Kalke (25 m), mit Mergellagen wechselnd.

Nerineenschichten (20—25 m), fossilleere, ungeschichtete Kalke.

Blauen-Schichten (45 m), stellenweise lockerer, weißer, grober Oolith mit *Cerithium blauenense* Buv. etc.

Florigemma-Schichten (Glypticien, 30—35 m), bräunl., wulstige Kalke mit *Cidaris florigemma* Phil., *Glypticus hieroglyphicus* Ag. etc.

Terrain à chailles (40—45 m), blaugraue Mergelkalke, mit Kieselknollenbänken wechsellagernd; verkieselte Fossilien: *Pholadomya exaltata* Ag. etc.

Renggeri-Tone (ca. 30 m), blaugraue, zähe Tone mit *Creniceras Renggeri* Opp., *Aspidoceras perarmatum* Sow. etc.

Dalle nacrée (35—45 m), feinplattige, gelbgraue Kalke, zuweilen Echinodermenbreccie.

Calcaire roux sableux (5—10 m), grauer, wulstiger Kalk mit *Echinobrissus clunicularis* Llwd. etc.

Varians-Schichten (5—8 m), gelbgraue Mergel mit *Rhynchonella varians* Ziet. etc.

Oolithe des obersten Hauptrogensteins (feinoolithisch)

Maxillata-Mergel (¼—½ m), graugelbe Mergel mit *Terebratula maxillata* Sow. etc.

Oolithe (5—8 m).

Mumienlage, ca. 0,5 m.

Oberer und mittlerer Hauptrogenstein, dickbankige, ockergelbe bis graue, feinoolithische Kalke.

Die Kette von St. Brais—Sceut wird im Norden durch den von Südwesten nach Nordosten fließenden Doubs begrenzt. Nördlich des Doubs steigt eine neue Kette, die von Miroir, an. Im Doubstal südlich von Essert-Fallon, berühren sich die beiden Ketten, nach Osten zu divergieren sie immer mehr und lassen ein weites Synklinaltal zwischen sich.

Die Kette von Saulcy—Vellerat ist bei Le Pequie von der nördlichen Kette von St. Brais nur durch das äußerst reduzierte Band

von Oxford und Rauracien getrennt. Auch in ihrem östlichen Verlauf sind die beiden Ketten nur durch eine schmale, wie wir noch sehen werden, tektonisch gestörte, von Oxford und Rauracien gebildete Synklinale geschieden. Bei Sceut-dessous schiebt sich, durch ein plötzliches Abbiegen der nördlichen Kette in eine rein südwest-nordöstliche Richtung verursacht, zwischen die beiden Antiklinalen eine Mulde von Sequan ein. Ähnliche Verhältnisse liegen im Westen meines Gebiets, bei Les Sairins, vor. Dort divergieren die fast rein ostwestlich verlaufende Antiklinale von St. Brais und die nordost-südwestlich streichende Vellerat-Kette unter einem sehr spitzen Winkel und machen einer Sequan-Kimmeridge-Mulde Platz. Zwischen der Vellerat- und Raimeux-Kette liegt eine tektonisch sehr komplizierte, gewissermaßen im kleinen noch stark gefaltete und gestauchte Synklinale.

Die Kette von Raimeux-Lajoux verläuft zunächst nordost-südwestlich, biegt dann bei Les Sauces scharf in eine fast rein nord-südliche Richtung ein, um dann etwa von Sous-les-Cerneux allmählich wieder eine rein nordost-südwestliche Streichrichtung anzunehmen. Im östlichen Teil dieser Kette, bei Rebévelier und in den Gorges de Pichoux ist das Streichen wieder ein rein ostwestliches. Es läßt sich also im Generalstreichen des Gebirges ein scharfer Wechsel zwischen einer Ostwestrichtung im Osten meines Gebiets, die sich im Verlauf der kleinen Tertiärbecken von Undérvelier äußert, und zwischen einer nordost-südwestlichen Richtung konstatieren, die sich am deutlichsten im Verlauf der Ketten von Sceut und Raimeux (etwa von Sous-la-Côte bis Les Sauces) erkennen läßt, und ferner einer Ostwestrichtung im Nordwesten, der im großen und ganzen die Kette von St. Brais bis zu ihrem Umbiegen etwa von Fond du Val an folgt. Wie wir sehen, schneiden sich eine ostwestliche und eine nordost-südwestliche Richtung wiederholt in den Ketten. Ich werde später noch näher auf diese merkwürdigen Verhältnisse eingehen.

Die Kette von St. Brais—Sceut (Caquerelle-Kette).

Die Kette von St. Brais—Sceut spielt in der Juraliteratur eine bedeutende Rolle. Schon Fournet wollte in dem plötzlichen Abbiegen aus der rein ost-westlichen Richtung in die nordost-südwestliche eine Fortsetzung der in den französischen und sardinischen Alpen auftretenden Hauptstörungszonen sehen.

J. B. Greppin huldigt einer ähnlichen Anschauung. Er zieht eine Linie von Caquerelle durch Biel nach dem Montblanc und bemerkt, daß gerade dort, wo diese Linie die Jura- und Alpenketten schneidet, diese eine Ablenkung aus ihrer bisherigen Richtung erfahren. Dies ist indessen nicht der Fall: die südlichen Juraketten zeigen auch da, wo sie von der genannten Linie getroffen würden, keinerlei Abweichung, wie es denn überhaupt gewagt ist, die nördlichsten Teile des Kettenjura über den ganzen Jura und die Freiburger Alpen hinweg zu den Westalpen in Beziehung zu setzen.

Man könnte vielleicht eher die auffällige Störung im Streichen der Kette von St. Brais mit der Steinmann'schen Sundgaulinie[1] in Zusammenhang bringen.

Dem widerspricht Rollier, nach dessen Ansicht eine Beeinflussung des Nordschweizer Juras durch die Sundgaulinie deshalb unmöglich sein soll, weil Jura und Vogesen ein verschiedenes Alter besäßen[2]; er gibt aber doch zu, daß in der Gegend der Caquerellekette der Uferrand des miocänen Meeresarms gelegen hat, welcher in dieser Periode vom helvetischen Golf bis an den Südrand der oberrheinischen Tiefebene vordrang, daß ferner auch schon der tongrische Gompholit dieser Linie folgt und daß endlich bei der Faltung diese Uferlinie des miocänen Meeres erhalten geblieben ist und ihre Richtung mehr oder weniger mit der so auffallenden Streichlinie der Kette von St. Brais zusammenfällt. Jedenfalls ist der erste Einwand Rollier's, daß Vogesen und Jura ungleiches Alter besäßen und deshalb ein tektonischer Zusammenhang beider unmöglich sei, nicht von Belang. Die von Steinmann zuerst angenommene Sundgaulinie, auf die allein es meines Erachtens hier ankommt, steht mit der Abbruchslinie der Vogesen in keinem näheren Zusammenhang; sie hat vielleicht zu oligocäner, vielleicht aber auch miocäner Zeit den Rheintalgraben durchsetzt und kann möglicherweise sich noch in dem nördlichen Teil des Kettenjuras geäußert haben. Gibt ja doch Rollier selbst zu, daß der westliche Uferrand des miocänen Meeres

[1] G. Steinmann, Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zum nordschweizerischen Kettenjura. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg. **6**. Heft 4.

[2] L. Rollier, I. supplément 1893. z. Jura bernois et régions adjacents. Mat. pour la carte de la Suisse. **8** a.

ungefähr mit der durch die Caquerellekette bezeichneten Linie zusammenfällt. Daß die Uferlinie eines Meeres durch die tektonischen Verhältnisse bedingt sein kann, wie ja auch umgekehrt eine ehemalige Uferlinie späterhin zu einer wichtigen geologischen Linie werden kann, wird Herr Rollier zugeben müssen.

Van Wervecke bestreitet in seiner Arbeit: „Tektonik des Sundgaues und ihre Beziehungen zur Tektonik der angrenzenden Teile des Juragebirges" zwar die Existenz der Steinmann'schen Vogesenlinie, immerhin gesteht er zu, daß die Annahme der Sundgaulinie „besser begründet" sei.

Daß diese Störungslinie vorläufig, solange der Untergrund der oberrheinischen Tiefebene infolge der überaus mächtigen Tertiär- und Diluvialbedeckung unbekannt bleibt, ja noch recht hypothetisch ist, gibt auch Steinmann offen zu. Immerhin bleibt die merkwürdige Tatsache bestehen, daß in den nördlichen Juraketten plötzlich diese rein südwest-nordöstliche Streichrichtung auftritt, daß ferner die Schwarzwaldverwerfung in der Freiburger Gegend das nämliche Streichen zeigt und daß eine Linie in der Fortsetzung dieser beiden auffälligen Richtungen gerade den eigentümlichen Knick trifft, welcher die nördlichsten Juraketten, besonders die von Pfirt, durchsetzt. Eine genauere Untersuchung der Umgebung von Pfirt und des östlichen Elsgaus dürfte neue Gesichtspunkte für die bis jetzt noch recht unsichere Kenntnis des tektonischen Zusammenhangs zwischen dem nördlichen Kettenjura und dem Oberrheintalgraben ergeben.

Beschreibung der Kette von St. Brais.

Der von mir kartierte Teil dieser Kette erstreckt sich etwa von Les Sairins südlich von Montfavergier bis Sceut-dessous.

Der Doggerrücken streicht südlich von Montfavergier etwa nordost-südwestlich. Flaches Einfallen nach Nordwesten herrscht vor. Die Achse des Gewölbes läuft zuerst nordost-südwestlich, dann senkt sie sich allmählich gegen Nordosten, bis sie nördlich von St. Brais, unterhalb der Felsen von Les Roches untertaucht. Hier endigt das Gewölbe periklinal unter mittlerem Einfallen (35—40°). Das Dorf St. Brais steht auf Dalle nacrée. Ein zweiter Doggerrücken, wohl eine Abzweigung des eben erwähnten, zieht fast ostwestlich, gegen Süden ziemlich steil einschießend (50—55° n. S.) — im Norden ist das Fallen über Tage leider nicht festzu-

stellen —, bis etwas über die starke Umbiegung der Straße St. Brais—Bahnstation. Schon bei genauer Betrachtung fällt auf, daß bei St. Brais und Le Chésal das Oxford spitz zulaufend in das Doggergewölbe scheinbar eindringt; es hat den Anschein, als wäre der zuerst erwähnte Doggerrücken längs einer südwest-nordöstlich verlaufenden Linie abgeknickt und das daran sitzende Stück, der an zweiter Stelle erwähnte Doggersattel, nach Süden verschoben worden. Wir werden sehen, daß die Kette von Saulcy—Vellerat genau in der Fortsetzung dieses Knicks von einer Störung durchsetzt wird, und zwar derart, daß die Verlängerung der südlich von Enson-la-Fin auftretenden Störungslinie die Antiklinale von St. Brais gerade an der Stelle des eben erwähnten Knickes durchsetzt. Die Gewölbeachse taucht dann oberhalb Station St. Brais (ungefähr bei Punkt 864 der Karte) abermals ein wenig unter, um bei La Roche wieder emporzusteigen. Von da an herrscht in der Kette von St. Brais jene auffallende südost-nordwestliche Streichrichtung vor, über die in der Einleitung zu diesem Abschnitt schon berichtet wurde. Einigermaßen unverständlich bleibt, warum Rollier den Doggerrücken von Sceut als von Dalle nacrée gebildet einzeichnet — steht doch schon (südlich) bei den ersten Häusern von Sceut-dessous typischer Hauptrogenstein an, der dann auch noch mit zunehmender Mächtigkeit zutage tritt. Im Süden von Montfavergier divergieren Caquerelle- und Velleratkette und machen einer Mulde von jüngeren Schichten Platz, deren nördlicher Flügel ziemlich steiles Einfallen zeigt, wogegen der südliche mäßig einschießt. Als Muldenkern konnte ich bei den letzten Häusern von Les Sairins die kreidigen Kalke des Epipterocériens nachweisen. Als Fortsetzung der eben erwähnten Synklinale zieht zwischen Caquerelle- und Velleratkette, beiden Ketten angehörend, der schmale Rauracienkamm von Le Pequie und Le Plaignat südlich von St. Brais. Wie bei der Behandlung der Kette von Saulcy—Vellerat noch gezeigt werden soll, werden die hier in Frage kommenden Schichten von einigen allerdings unwesentlichen Sprüngen durchsetzt. Offenbar hat die bei Enson-la-Fin im Doggerkern auftretende Störung kleinere Nebensprünge verursacht.

Östlich von Le Chésal schiebt sich zwischen den sich gabelnden Doggersattel eine Synklinale ein, als deren Kern ich Unter- und Mittelsequan nachweisen konnte. Auch hier bedarf die Aufnahme

von Rollier der Berichtigung. Er zeichnet nämlich etwa bis Pré-Sergent ein sehr breites Band von Rauracien ein, so daß man glaubt, überhaupt nur eine einzige breite Synklinale vor sich zu haben, deren Kern nördlich von Malmaison ins Doubstal fällt. So einfach liegen aber die Verhältnisse nicht. Das von Rollier als Rauracien eingezeichnete breite Band ist selbst wieder in sich gefaltet und bildet die Flügel einer schmalen Sequanmulde. Wo die Höhenlehmbedeckung des zirka 950 m hoch liegenden Plateaus geringer wird, lassen sich *Natica*-Mergel und Mumienbänke einwandfrei feststellen. Das Rauracien des Ost- und Südflügels ist steil aufgerichtet (etwa unter 80°), der Nordflügel zeigt mittleres Fallen (35° n. S.) (vergl. Profile VI, VII, VIII, IX). Erst etwa vom Punkte 962 an der Straße nach Pré-Sergent an fällt dann das Rauracien nach Norden gegen den Doubs und nimmt an der Bildung einer zweiten Synklinale teil. Die zwischen den Doggerrücken von St. Brais und Sceut noch stehengebliebenen, schmalen und isolierten Rauracienklippen tragen die Spuren starker Faltung zur Schau. Die obersten Bänke des Terrain à chailles sind etwa bei Punkt 900 der Karte an der Straße nach Sceut wild in sich verstürzt, überkippt und an den offenbar einen starken Widerstand bildenden Rauracienklippen emporgepreßt worden. Das Rauracien selbst steht fast saiger, einige Schritte südwestlich des Felsentors von La Roche fallen die Klippen steil nach Südwesten. Diese steile Neigung behält das Rauracien, das in seiner ganzen Erstreckung nach Osten hin gleichzeitig dem Sattel von Sceut wie der Mulde von Combe Tabeillon angehört, bei. Gelegentlich kann sich sogar, wie wir sehen werden, die Saigerstellung bis zur Überkippung steigern.

Die Mulde von Combe Tabeillon schiebt sich zwischen die Ketten von St. Brais und Saulcy—Vellerat. Der nördliche, noch der Caquerelle-Kette angehörige Rauracienflügel fällt, wie in den zahlreichen Aufschlüssen an der Bahnlinie St. Brais—Sceut, noch südwestlich von La Roche, zu sehen ist, erst mäßig (45°) nach Südosten, dann wird das Einschießen immer steiler, bei Punkt 755 an der Bahn stehen die Schichten saiger, weiter östlich sind sie überkippt, was daraus hervorgeht, daß ich in den Aufschlüssen an der Bahnlinie mäßig (32°) nach Nordwesten fallendes Untersequan nachweisen konnte (vergl. Profile I, II, III). Die kleine Fahrstraße, die aus dem Tabeillontal nach Sceut-dessous

führt, durchquert die Sequanmulde. Längs dieses Wegs ist Ober- und Mittelsequan aufgeschlossen mit deutlicher Überkippung des nördlichen Flügels nach Süden. Der Südflügel fällt zuerst flach normal nach Nordwesten (10—15°), bei Station Combe Tabeillon liegen die *Natica*-Schichten fast horizontal, dann aber nimmt südlich des Tabeillon die Neigung der Schichten rasch und ziemlich unvermittelt zu, die Kalke des oberen Rauracien sehen wir schon unter 35—40° nach Nordwesten abfallen, während das mittlere Rauracien als senkrecht stehende Felsmauer aus dem Tabeillontal den Steilhang des Rückens von Saulcy hinanzieht (vergl. Profile IV, V).

Die Kette von Vellerat—Saulcy.

Schon A. Buxtorf und nach ihm Jenny und L. Kemmerling haben nachgewiesen, daß die Vellerat-Kette durchaus nicht den Typus eines regulären Gewölbes darstellt, wie Rollier behauptete. Die Anschauungen der drei Autoren werden durch meine Untersuchungen in diesem westlichen Teil der Kette wesentlich bekräftigt. Rollier zeichnet ganz richtig den spitzen, zwischen den Doggerrücken von Les Rottes und Enson-la-Fin sich einschiebenden Sporn von Oxford und Rauracien ein, unterläßt es aber, eine Erklärung dieser sicherlich auch ihm anormal erscheinenden Verhältnisse zu geben. Bei Les Rottes haben wir zunächst ein ganz regelmäßiges Doggergewölbe, dessen Kern oberflächlich flach nach Südsüdosten (3—5°) und nach Nordnordwesten einschießender Hauptrogenstein bildet (vergl. Profile XX, XIX, XVIII). Das Fallen nimmt etwas weiter östlich zu und nördlich von Punkt 1006 der Karte senkt sich die Dalle nacrée unter 40° nach Süden. Geht man nun auf der kleinen Fahrstraße von Enson-la-Fin gegen Les Seignattes zu, so wird man zuerst einer Reihe von Versenkungstrichtern gewahr, die alle in schnurgerader südwest-nordöstlicher Richtung den Wiesenrücken durchsetzen. In einigen dieser Dolinen findet man ziemlich flach fallenden oberen Hauptrogenstein, der auch noch am oberen Rande der Trichter nachzuweisen ist. Von Dalle nacrée, die in der Umgebung von Les Rottes-dessous, dann wieder östlich der Straße Enson-la-Fin spärlich aufgeschlossen ansteht, ist in der Umgebung der Dolinen nichts zu bemerken. Dagegen lassen sich westlich der Straße in dem Wiesengelände Oxfordtone konstatieren,

die mit dem schon erwähnten Hauptrogenstein in Kontakt treten. Das spornförmige Vordringen der Oxfordtone hat Rollier richtig erkannt, die Hauptrogensteinaufschlüsse scheinen ihm jedoch entgangen zu sein; wenigstens findet sich auf seiner Karte Bathonien nicht eingetragen. Daß nun aber Hauptoolith mit Oxfordton in Berührung tritt, kann ich mir nicht anders erklären, als durch eine Verwerfung, welche nach meiner Ansicht in nordost-südwestlicher Richtung von Enson-la-Fin nach Les Seignattes zieht und längs deren wir Hauptrogenstein im Südosten aufgepreßt, nach Nordwesten zu aber die oberen Horizonte des Bathoniens und Calloviens bis zu den *Renggeri*-Tonen eingesunken finden. Die Annahme einer Störung erklärt auch die starke Zerrüttung und das widersinnige Fallen der Dalle nacrée bei Les Seignattes und ferner die merkwürdige Gabelung des Rauracienkammes bei Pré-dessous. Die südlich sich anschließende Synklinale scheint indessen nicht weiter von der Störung betroffen zu sein, da die Fallrichtung der Sequan- und Kimmeridgeschichten hierfür keinen Anhaltspunkt liefert. Höchstens wäre die Umbiegung des nördlichen Muldenflügels unterhalb Pré-dessous aus einer von Nordnordost nach Südsüdwest verlaufenden Streichrichtung in eine von der Nord-Südlinie nur wenig nach Osten abweichende Richtung mit der Störung von Enson-la-Fin noch in Zusammenhang zu bringen. Ich führe diese Verwerfungslinie auf die Faltung, auf eine Zerreißung des Velleratgewölbes in einer südwest-nordöstlichen, die Gewölbeachse unter einem spitzen Winkel (etwa 30°) schneidenden Richtung zurück. Weil, wie wir sahen, westlich der Störungslinie immer das nächstfolgende jüngere Schichtenglied mit dem entsprechend älteren östlich der Verwerfung in Berührung tritt, so schließe ich daraus, daß der westlich der Verwerfung liegende Gewölbeteil gegenüber dem östlichen infolge des Bruches eine tiefere Lage erhielt und daß die Erosion östlich der Verwerfung ältere, im Westen aber immer die entsprechend jüngeren Schichten freilegen mußte.

Das am Nordrand des Doggergewölbes ziehende, außerordentlich reduzierte Oxfordband scheint bei Enson-la-Fin vollständig auszukeilen, Rollier jedenfalls zeichnet den in Frage kommenden Oxfordstreifen viel zu breit ein. Es läge eigentlich kein Grund dafür vor, daß hier das Oxford auf wenige Meter reduziert ist. Bei dem mäßigen Einfallen der Schichten (Rauracien

höchstens 30—35°) ist von der Annahme einer Ausquetschung wohl abzusehen. Dagegen erklärt sich alles, wenn man die nachgewiesene Störungslinie verlängert; denn sie trifft dann gerade dieses merkwürdig reduzierte Oxfordband und läßt sich unschwer mit dem eigentümlichen Knick, der den Doggerrücken bei St. Brais durchsetzt, verbinden.

Einige, allerdings mehr untergeordnete Störungen und Brüche durchsetzen auch die zwischen den Doggersätteln von St. Brais und Enson-la-Fin liegende Rauracienmulde. Kurz vor dem Eingang des Dorfes St. Brais ist das Rauracien, namentlich die Schichten des Blauen-Ooliths, stark zerrüttet, außerdem läßt sich ungefähr in der Richtung der Straße eine Reihe steiler Kluftflächen und Harnische verfolgen, die ungefähr auf das unterhalb Le Plaignat gegen den Doggerrücken sich öffnende Tälchen zu laufen. Derartige Wiesentäler fehlen den Felskämmen des Rauraciens fast durchweg, und ich vermute deshalb, daß die Bildung dieses Tälchens auf Sprünge und Brüche, welche das Rauracien hier durchsetzten und eine Lockerung der Felsmassen verursachten, zurückzuführen ist.

Durch die neu angelegte Straße von Station Saulcy nach St. Brais sind eine Reihe, die Grenze zwischen oberem Dogger und unterem Malm freilegender Aufschlüsse entstanden. Unmittelbar bei der scharfen Krümmung, welche die Straße oberhalb des zweiten Eisenbahntunnels beschreibt, finden wir nun: zu unterst graue *Varians*-Mergel, darüber Calcaire roux sableux und Dalle nacrée. Einige Schritte oberhalb steht an der Straße Terrain à chailles an. Die *Renggeri*-Tone aber, welche dazwischen nachzuweisen sein müßten, fehlen. Die gleiche Erscheinung zeigt sich, noch deutlicher, ebenfalls an der Straße nach St. Brais, westlich der Einmündung des von Sur-Moron nach St. Brais führenden Feldsträßchens. Hier ist in einem größeren Aufschluß Dalle nacrée, schwach nach S ü d e n f a l l e n d, zu sehen. Am oberen Rande des Steinbruchs aber ist direkt die Auflagerung der Chaillesbänke auf die Plattenkalke der Dalle zu erkennen, auch hier sind *Renggeri*-Tone offenbar nicht mehr vorhanden. Es scheint mir überhaupt, als ob an der neuen Straße nach St. Brais bis etwa Enson-la-Fin die *Renggeri*-Tone ausgequetscht sind. Leider ist, namentlich bei Dos-les-Barres, das Oxford unter dem Gehängeschutt des Rauraciens fast vollständig begraben und

infolgedessen weitere, zusammenhängendere Beobachtung unmöglich geworden. Die Ausquetschung der Oxfordtone ist entweder auf einen Bergschlipf zurückzuführen, wobei die Felsmassen des Rauraciens auf den *Renggeri*-Tonen abgeglitten sind, oder es liegt hier eine ursprüngliche Störung — vielleicht stellenweise eine Überschiebung der Malmflanken über den Doggerkern, wie es an dem Tunnel südlich von Station St. Brais scheinen möchte — vor, deren Verlauf infolge der schlechten Aufschlüsse leider nicht sicher festzustellen ist.

Der Doggerrücken von Saulcy streicht ungefähr in der Richtung Ostnordost—Westsüdwest. Dieses Gewölbe ist am tiefsten angeschnitten, so daß als Unterstes noch die mittleren Schichten des unteren Doggers zutage treten. Die Schichtneigung des nördlichen Schenkels ist zuerst mäßig (Dalle nacrée und Hauptrogenstein an der Bahn 40°), dann im Tal des Tabeillon immer stärker. Die noch erhaltenen spärlichen Felsmassen des Hauptrogensteins sind stark gefaltet und verruschelt. Leider sind die Schichten des nördlichen Flügels an den vom Tabeillontal zur Bahnlinie aufsteigenden Hängen außerordentlich stark verschüttet. Ganze Felsmassen, durchweg dem Rauracien angehörig und auf den *Renggeri*-Tonen abgeglitten, liegen auf den Doggerschichten. Dieselbe Erscheinung zeigt sich längs des Baches bis zu den Rauracienklippen, die vom Rücken von Saulcy herab sich ins Tabeillontal fortsetzen. Spärliche, gefältelte und verruschelte Dalle nacrée und Hauptoolithfelsen ragen zwischen mächtigen Rauracienblöcken hervor und sprechen für eine außerordentlich starke Faltung des Nordflügels. Im Doggerkern selbst konnte ich mäßiges Einfallen (25—30°) feststellen. Auch der Südflügel ist anfänglich mäßig geneigt (Dalle nacrée 35—40°). Gelegentlich scheint der Druck, bezw. Gegendruck, der vom Doggerkern ausging, sehr intensiv gewesen zu sein; wenigstens konnte ich an der Straße nach Saulcy ein deutliches Vorspringen der Dalle nacrée in die weichen *Renggeri*-Tone wahrnehmen. Bei der Bezeichnung „Cernie Jean" auf der topographischen Karte ist das Einfallen des oberen Doggers steil (60—70°), das Oxford ist nahezu ausgequetscht, das Rauracien von einer Reihe kleiner Sprünge durchsetzt, das Glypticien östlich stark aufgepreßt. An dieser Stelle zeigt das Doggergewölbe eine deutliche Einschnürung, welche wohl kleinere Sprünge in den oberen Doggerschichten ausgelöst hat. Gegen

Saulcy zu verbreitert sich der Doggerrücken allmählich wieder und das Einfallen verflacht sich in der Nähe des Scheitels auf 30—45° n. S. Da aber die beiden Malm-Flanken des Velleratgewölbes in der Umgebung von Saulcy steil gestellt sind, lassen sich hier die nämlichen Erscheinungen im Gewölbebau verfolgen, wie sie Mathey und Buxtorf aus dem Clos du Doubs beschrieben haben: Flache Lagerung des Malm im Scheitel der Gewölbe, Steil- und Knickzonen an den Gewölbeschenkeln.

An dieser Stelle sind einige in der Rollier'schen Karte sich findende Aufnahmefehler zu verbessern: Das etwa von Dos-les-Barres bis an den scharfen Knick der Straße nach St. Brais reichende Hauptrogensteinband ist viel zu breit eingetragen. Das Auftreten dieser Schicht ist nur auf die tiefer einschneidende Bachrinne beschränkt und nur durch die Erosionstätigkeit des Baches bloßgelegt. Nach den Einzeichnungen von Rollier würde man ein starkes Ansteigen der Gewölbeachse von West nach Ost vermuten, was jedoch nicht der Fall ist. Außerdem zeigt die Dalle des Nordflügels (bei der zweiten Schleife der Straße nach St. Brais) eine recht deutliche, wahrscheinlich durch eine untergeordnete Störung erzeugte knickartige Umbiegung, während auf der Rollier'schen Karte das Dalle nacrée-Band gleichmäßig in schwach ostnordost-westsüdwestlicher Richtung verläuft.

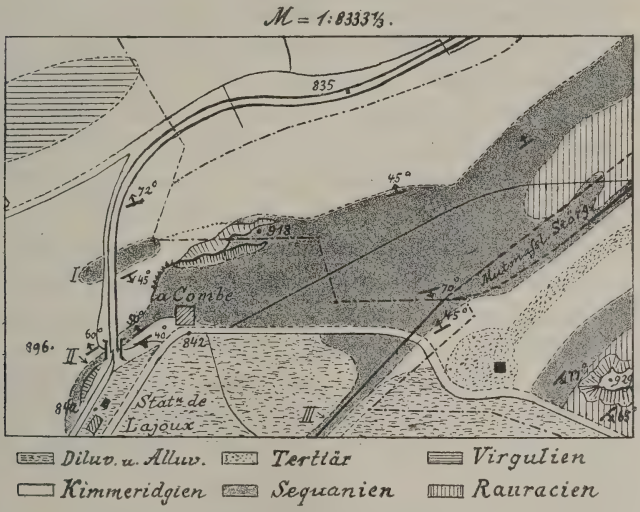
Das Streichen der Gewölbeachse ist also durchaus kein einheitliches. Während anfänglich bei Les Rottes und auch noch bei Pré-Villat eine nordost-südwestliche Richtung vorherrscht, biegt die Achse südlich Dos-les-Barres nach der entgegengesetzten Richtung um — wohl im Zusammenhang mit dem periklinalen Endigen der Sequan-Kimmeridge-Mulde von Champ du Plain —, um dann bei Moulin de Bollmann wieder die vorher erwähnte Richtung anzunehmen.

Zwischen die Vellerat- und die südliche Raimeux-Kette schiebt sich eine bei der Faltung in sich gestörte Synklinale jüngerer Schichten ein. Die Bahnlinie von Saulcy—Lajoux folgt nahezu der Achse dieser Mulde. Anfangs durchquert sie allerdings das an dieser die Synklinale abschließende Rauracien und Sequan, hält dann aber ungefähr die Streichrichtung der Kimmeridgeschichten (*Thurmanni*-Kalke und *Pteroceras*-Mergel) ein. In dem Tal des Tabeillon, wo etwa der Kern der Mulde liegt, fallen die Schichten flach nach Nordwesten (5°). Der nördliche

Flügel zeigt anfänglich mittleres Fallen (bei Sur-Moron 40°); dann nimmt die Schichtneigung außerordentlich zu, in dem östlich von Pré-dessous die Mulde querenden Bachbett steht Rauracien saiger, Sequan unter 75—50°. Dieses steile Einfallen des Nordflügels hält bis an die Westgrenze meines Gebiets, bis Pâture-ès-Pontenets, an. Ganz unerklärlich ist mir, warum Rollier das Rauracienband des nördlichen Muldenflügels derart verbreitert einzeichnet. Die Grenze seines Rauraciens folgt der 900 m-Kurve, die Grenze zwischen Sequan und Kimmeridge verläuft bei ihm in der Tabeillon-Niederung. Dies entspricht durchaus nicht der Wirklichkeit. Hätte Rollier den Hang von Champ du Plain begangen, so hätte er sehen müssen, daß das Kimmeridge über die 900 m-Kurve hinaufreicht und daß die Grenze zwischen Kimmeridge und Sequan viel weiter nördlich liegt. Einige 100 m südlich von Sur-Moron ist die Mumienbank herrlich aufgeschlossen und damit die Grenze zwischen Rauracien und Sequan bis dicht an Sur-Moron herangerückt. Im Muldenkern treten bei Au-Senneut noch *Virgula*-Mergel zutage. Diese stehen aber keineswegs mit dem westlich von Station Lajoux nachgewiesenen Virgulien im Zusammenhang (siehe Rollier). Die Synklinale teilt sich vielmehr in zwei Spezialmulden, deren Kern jedesmal Virgulien bildet und die durch Epipterocérienkalke voneinander getrennt sind.

Soweit liegen die Verhältnisse noch regelmäßig. Wesentlich komplizierter gestaltet sich die Tektonik des südlichen Muldenflügels. Dort nimmt das Rauracien an der Bildung eines Spezialsattels teil, dessen Kern aus Oxford (Terrain à chailles) besteht. Oberhalb Dos-les-Fontaines konnte ich Chailles sammeln, auch bei Sur-les-Roches ist Oxford nachzuweisen. Wie wir bei der Besprechung der Raimeux-Kette noch sehen werden, wird der südliche Teil dieses Sattels von einer Verwerfung abgeschnitten, welche in südwest-nordöstlicher Richtung, d. h. in der Fortsetzung der südlich von Saulcy auftretenden Aufpressungszone verläuft. Das Rauracien des Südflügels und das Oxford verschwinden, und es bleibt nur noch das den Nordschenkel des Spezialsattels bildende Rauracien erhalten, das unterhalb von Sur-les-Roches infolge einer Störung scharf an den Klippen des Verena-Ooliths absetzt (vergl. Prof. XIV). Noch schwieriger sind die Lagerungsverhältnisse des Sequans. Wir sehen diese Schicht, ziemlich steil nach Norden (60°) fallend, den Kimmeridgekern umranden. Dann folgt an der Bahnlinie,

kurz vor dem Wirtshaus von La Combe, eine steile Aufwölbung in den *Thurmanni*- und St. Verena-Schichten des Südflügels (siehe Spezialkarte: Aufwölbung I, vergl. Prof. XV, XVI, XVII). Der Nordflügel fällt steil ((70° n. N.), der südliche Teil ist etwas flacher (unter 45°) geneigt. Der Bahnschenke von La Combe gegenüber treten die Grenzschichten von Kimmeridge und Sequan, mit 45—50° gegen den Südflügel von Antiklinale I fallend, zutage. Sie bilden eine zweite Antiklinale, deren Kern, St. Verena-Oolith,



Kartenskizze der Gegend bei Station Lajoux.

bei La Combe ansteht und der gegenüber von Station Lajoux untertaucht (Aufwölbung II). Der Verena-Oolith zieht mit gleichem Einfallen (40—50° n. NW.) den Steilhang oberhalb La Combe hinan, und man kann deutlich verfolgen, wie der Verena-Oolith auf der Kammhöhe über den Kimmeridge von Antiklinale I übergreift; die zweite Antiklinale ist offenbar über die erste leicht überschoben oder überfaltet. Der von La Combe nach Sur-les-Roches führende Feldweg scheidet eine Sequanantiklinale (Fortsetzung von Antiklinale II), in deren Kern am Wege noch *Natica*-Oolithe aufgeschlossen sind. Dieser Sattel ist meines Erachtens die Fortsetzung des bei Sur-les-Roches von der Verwerfung betroffenen Oxford- und Rauraciengewölbes.

An der Straße von La Combe—Lajoux beobachten wir zunächst hinter La Combe St. Verena-Schichten 40—50° n. NW. einfallend, einige Schritte weiter östlich sind nach derselben Richtung einschießende *Humeralis*- und Mumien-Bänke festzustellen. Damit haben wir den Sattelkern gequert; wir durchschreiten von jetzt an wieder jüngere Schichten, vor allem wieder St. Verena-Oolith, mit 70° n. SO. geneigt, dann folgt eine Bank eines ziemlich fossilleeren, dem *Thurmanni*-Kalk äußerst ähnlichen Kalks, welcher aber widersinnig mit 45° gegen das erwähnte Obersequan einfällt. Das Obersequan setzt sich, stark zerrüttet und infolgedessen auch von der Erosion oberflächlich fast vollständig weggenommen, noch in die Wiesensenke von La Combe fort und ist dort in Form von Lesestücken nachzuweisen. An der Straße steht weiter östlich Tertiär auf Pterocérien auflagernd an. Damit ist der Kern dieser steilgepreßten Mulde erreicht, und wir durchschreiten überkipptes, nach Süden fallendes Ober- und Mittelsequan und in sich gefaltetes, überkipptes Rauracien (siehe Raimeuxkette). Daß die östlich von La Combe auftretende Hauptstörung auch noch die schon erwähnte, südlich der Straße liegende Niederung durchsetzt, schließe ich aus der äußerst starken Zerrüttung und Verruschelung des Kimmeridge dicht hinter dem Stationsgebäude von Lajoux und aus der starken Auffaltung der Obersequan- bezw. Kimmeridgeschichten an der Straße von Plain-de-Saigne nach Les-neufs-Prés.

Dort sehen wir zunächst den Südflügel der Mulde von Plain-de-Saigne steil nach Norden fallen (Kimmeridge 75—80° n. N.), dann stellen wir eine Aufwölbung von Obersequan fest, deren nördlicher Schenkel 70° n. N. und Südflügel mit 50—45° n. S. einschießt. Die nun folgende Kimmeridgemulde ist ebenfalls noch steil gestellt. Ein kleiner Fetzen von Süßwassertertiär liegt auf der einen Seite der Straße, etwa im Kern der Synklinale. Wir durchschreiten dann wieder eine steile Antiklinale von Obersequan und unterem Kimmeridge (der Nordflügel fällt mit 65° n. N., der Südflügel mit 70° n. S.) und gelangen endlich, wenn wir alle diese lokalen Aufwölbungen der St. Verena-*Thurmanni*-Schichten gequert haben, in eine Mulde von größerer Ausdehnung, die Synklinale von Petit-Montcenez, deren Kern sich aus *Pteroceras*-Mergeln zusammensetzt. Auch hier sind die Flanken steil, der Nordflügel mit 60—70° n. SO., der Südflügel mit 85° n. NW. geneigt.

Daß die zuerst beobachtete Aufpressung von Obersequan nur lokal ist, ergibt sich zwischen Plain-de-Saigne und Les-neufs-Prés, weil am Waldgehänge nur Kimmeridge als südlicher Schenkel einer zwischen Vellerat- und Raimeuxkette verlaufenden Synklinale ansteht. Die an zweiter Stelle erwähnte Aufpressung taucht nach Westen offenbar ebenfalls unter, nach Osten aber setzt sich, so gut ich dies in dem waldigen Terrain nachzuweisen vermochte, der dünne, steil stehende Streifen von Obersequan fort und vereinigt sich unterhalb Gros-Montcenez mit dem der Nordflanke des Raimeuxgewölbes angehörigen Sequan.

Eine starke Aufpressung, mit Störungen verbunden, hat auch der südliche Flügel des Gewölbes von Saulcy erfahren. Wir sehen schon an der Straße, die von der Bahnstation nach Dorf Saulcy führt, das Rauracien erst saiger stehend und oberhalb des kleinen Teiches von Moulin de Bollman von mehreren seitlichen Sprüngen durchsetzt, die ein stellenweises Abgleiten der Felsmassen auf den weichen Oxfordmergeln verursachten. Diese steile Aufrichtung der Rauracienfelsen hält an; man kann kurz vor dem Eintritt in das Dorf eine leichte Überkippung des Glypticiens wahrnehmen. Steiles Einfallen (60°) nach Süden ist auch dem Nordflügel der sich anschließenden Sequan-Kimmeridgemulde eigen, der Südflügel ist wesentlich flacher geneigt. Das die Synklinalen von Saulcy und Moulin-de-Beusses trennende Rauracien trägt westlich der Straße nach Lajoux die Spuren einer starken Aufpressung. Die Tone des Oxfords sind im Kern dieser kleinen Antiklinale hochgequetscht, ja an einigen Stellen muß sogar Dalle nacrée zutage treten (Lesestücke!) oder wenigstens in ganz geringer Tiefe anstehen. Die starke Aufpressung des Rauraciens etc. steht nach meiner Meinung mit der den kleinen Sattel von Dos-les-Fontaines schneidenden Störung in Zusammenhang. Auch die merkwürdige Erscheinung, daß das Rauracien, das dem Südschenkel dieser Antiklinale angehört, oberhalb Dos-les-Fontaines in Form einer einzelnen Klippe noch ansteht, dann plötzlich vollständig verschwindet, durch Obersequan ersetzt wird und erst wieder weiter unten an der Straße nach Saulcy auftaucht, muß wohl auf eine durch die vorhin erwähnte Störung ausgelöste und in ihrer Fortsetzung liegende Bruchlinie zurückzuführen sein, an der (an der erwähnten Stelle) ein Absinken der Rauracien- und Nachbrechen der Obersequanmassen erfolgt ist.

Die Raimeuxkette.

Im Doggergewölbe der Raimeuxkette herrscht, im Gegensatz zu den nördlichen Ketten von St. Brais und Saulcy-Vellerat, im allgemeinen flachere Schichtneigung vor. Diese Tatsache ist besonders in der Gegend des Gewölbescheitels zu bemerken, namentlich bei Sous-le-Cerneux, wo der überwiegend von Dalle nacrée gebildete Sattel aufgebrochen ist und oberer Hauptrogenstein schwach (5°) nach Norden fällt. Bei Rollier ist irrtümlicherweise das ganze Gewölbe einheitlich als Dalle nacrée eingezeichnet. Die schwache Neigung dieser letzteren hält längs der Wiesenhänge von Envers-des-Combes an; bei dem kleinen Vorsprung, den Dalle nacrée an der Straße nach Lajoux bildet, ist das Einfallen immer noch ein mäßiges (35—40° n. NW.). Um so mehr muß es befremden, daß die Malmflanken gerade da, wo die Neigung des Doggerscheitels über Tage anscheinend flach ist, saiger gestellt oder überkippt sind. An der Straße von La Combe nach Lajoux, bei Droits-des-Combes, sehen wir das Oxford fast ausgequetscht, das Rauracien bildet senkrecht gestellte oder leicht überkippte Klippen. Bei Punkt 866 der Karte ist das Rauracien zu einer kleinen Antiklinale in sich gefaltet. Das steilere Fallen (75—80°) nach Nordwest hält noch bis L'Angola an, dann aber verflacht sich plötzlich die Neigung der Rauracienschichten auf 35—45° n. SW., um von Le Creux an dieselben hohen Werte anzunehmen, wie an der Straße von La Combe nach Lajoux. Diese Tatsachen berechtigen zu der Annahme, daß an den zuletzt genannten Stellen die oberflächlich schwach geneigten Doggerschichten mit steiler Stellung und scharfem Knick sich in die Tiefe fortsetzen und daß hier der nördliche Flügel des Doggergewölbes dieselben Erscheinungen zeigt, wie sie an beiden Schenkeln des Velleratgewölbes in der Gegend von Saulcy zu konstatieren sind. Daß in der Umgebung von Petit-Montcenez die Neigung des Rauracien sich plötzlich auf 35—40° verflacht und diese Schichten in ihrer Begrenzung über Tage erheblich zunehmen, geht wohl auf einen an dieser Stelle geringeren Druck des Doggerkerns zurück, als bei L'Angola und Le Creux, wo sich ein deutliches Vordringen des Doggerkerns gegen die ihm nördlich angelagerten Malmflanken wahrnehmen läßt.

Die nördlich sich anschließende Sequan-Kimmeridgemulde zeigt dadurch ein anormales Verhalten, daß Kimmeridge mit

Rauracien-Oxford-Rauracien in Berührung tritt. Man muß also in der Verlängerung der Oxford- und Dalle nacrée-Aufpressung bei „La-grosse-Closure" eine Bruchlinie annehmen, an der eine starke Aufstauchung der kleinen Antiklinale von Dos-les-Fontaines erfolgt ist, so daß ältere Malmschichten neben jüngere zu liegen gekommen sind. Von einer Überschiebung muß bei der Steilstellung der Schichten abgesehen werden. Daß diese Störung sich wahrscheinlich in die Einsenkung von La Combe fortsetzt, wurde bereits bei der Besprechung der Velleratkette erwähnt. An dieser Stelle bot sich mir Gelegenheit, einige Fehler in der Rollier'schen Karte zu berichtigen. Rollier hat bei der Aufnahme dieser, die Einsenkung von La Combe begrenzenden Kämme der Kombination etwas zu freien Spielraum gelassen. Die Oxford-Rauracienantiklinale von Dos-les-Fontaines und Sur-les-Roches wird nach Rollier noch von der Straße angeschnitten, setzt sich in die Niederung von La Combe fort und endet dort periklinal. Ich konnte dagegen nachweisen, daß keine der beiden Rauracienflanken die Straße nach Lajoux erreicht. Wie ich weiter oben zeigte, werden das Rauracien des Südflügels und das Oxford oberhalb Dos-les-Fontaines gegen unteren Kimmeridge verworfen und verschwinden; der Kimmeridge setzt sich allerdings fort und ist an der Straße fossilreich (Pterocérien!) aufgeschlossen. Offenbar hat Rollier den fossilreichen Kimmeridgekalk für Rauracienkalk gehalten, ebenso wie er die von *Pteroceras*- und Tertiärmergeln gebildete Mulde als Oxfordcombe deutete. Aber auch der nördliche Rauracienflügel der Antiklinale von Dos-les-Fontaines trifft nicht die Straße, sondern endet einige 100 m unter Sur-les-Roches.

Wie wir sahen, ist das Rauracien, das dem Nordflügel der Raimeuxkette angehört, steil gepreßt und gestaucht. Von Moulin-dos-les-Cras verflacht sich das Fallen zusehends, bis auch hier die weite, schwach (10—15°) fallende Decke von Rauracienkalk wie am Südrand der Raimeuxkette entsteht. Da deren Mächtigkeit gering ist, tritt in Tälern und kleinen Talkesseln das Oxford zutage, z. B. in der Umgebung von Cernies-de-Saulcy und der kleinen, vom Mierybach durchflossenen Talsenke, deren tiefere Teile nicht, wie von Rollier irrtümlicherweise angenommen wird, dem Rauracien, sondern schon dem Oxford angehören.

Südlich von Lajoux reiht sich an die Raimeuxkette eine verhältnismäßig flache, von Sequan und Kimmeridge gebildete Mulde,

welche, ähnlich wie die Synklinalen von La Combe, Gros- und Petit-Montcenez, von einer ungefähr südwest-nordöstlich streichenden, ziemlich steilen (n. N. unter 70—90°, n. S. unter 60—70° fallenden) Antiklinale durchzogen wird. Der Bau dieser Mulde ist von Rollier ebenfalls gründlich mißverstanden worden. Nach Rollier's Karte tritt als jüngstes Glied der Schichtserie im Muldenkern nur Sequan auf, in Wirklichkeit aber läßt sich schon bei Essert Poinçat und auf den Wiesen südlich von Lajoux deutlich Kimmeridge als Jüngstes nachweisen. Ferner ist die Umrandung der Kimmeridgeschichten in der Umgebung von Fornet-dessus, wie sie Rollier gibt, eine rein willkürliche, nicht beobachtete. Wenn Rollier den Kimmeridge ungefähr mit der 1000 m-Kurve gleichlaufend ausstreichen läßt, so entspricht das nicht den Tatsachen; der Kimmeridge von Essert Poinçat hängt vielmehr mit dem von Fornet zusammen, und wir haben auch in der Mulde von Fornet ganz normales nordost-südwestliches Generalstreichen, was auf der Karte von Rollier ganz außer acht gelassen ist. Die kleine Aufwölbung in den Schichten des Obersequan, bezw. des unteren Kimmeridge, welche längs der Straße von Dorf Lajoux nach dem Orte Fornet-dessus schön aufgeschlossen ist und sich von Essert Poinçat bis etwa Sur-les-Laves recht deutlich verfolgen läßt, scheint Rollier ebenfalls unbekannt geblieben zu sein.

Zusammenfassung.

Der Bau der Ketten von St. Brais—Sceut, Saulcy—Vellerat und Raimeux ist kein so einfacher, wie bisher angenommen wurde. Es ließen sich an Störungen nachweisen:

a) eine Faltenverwerfung im Doggerkern von Enson-la-Fin, welche wahrscheinlich aus einer Doppelung des Doggergewölbes hervorgegangen ist,

b) eine Verwerfung südlich von Dos-les-Fontaines, wohl im Zusammenhang mit den intensiven Aufpressungen in den jüngeren Malmschichten von Plain-de-Saigne und im Oxford und Rauracien bei La-grosse-Closure,

c) Ausquetschungen im Oxford bei Dos-les-Barres, Enson-la-Fin, bei Station St. Brais etc.,

d) Knickzonen im oberen Dogger des Velleratgewölbes, im Rauracien von Saulcy, Droit-de-Combes etc.,

e) zahlreiche, den Achsen der größeren Mulden ungefähr parallel verlaufende Spezialsättel und Spezialmulden (Gegend von La Combe, Petit-Montcenez, Essert Poinçat etc.).

In seiner Arbeit über den Gebirgsbau des Clos du Doubs und der Velleratkette hebt A. Buxtorf folgende im Aufbau des Nordschweizer Kettenjura immer wieder zur Geltung kommende Gesetze hervor:

1. Das Clos du Doubs betreffend: „Die Überschiebung zieht lediglich das Oxford und sein Hangendes in Mitleidenschaft, die älteren Schichten vom oberen Dogger abwärts dagegen werden von dieser Störung nicht berührt."

2. Was die Velleratkette betrifft: „Die bei Choindez erkennbare Doppelung des Doggerkerns erlischt im Oxford, der Rauracienbogen darüber ist ungebrochen. Andererseits wird der Doggerkern von allen Störungen, die im Malm-Nordschenkel so klar erkannt werden können, nicht betroffen. An diesen Störungen beteiligen sich nur das Oxford und sein Hangendes."

In seiner Arbeit über den Gebirgsbau der Weißensteinkette kommt Buxtorf zu der Auffassung, daß die stark wechselnde Mächtigkeit des Oxfords und die Divergenz im Dogger und Malm nicht nach der Faltung, sondern gleichzeitig mit letzterer entstanden und eine von dieser untrennbare Begleiterscheinung ist. Diese Erfahrungen finden sich — allerdings mit einiger Beschränkung — auch in dem von mir untersuchten Gebiet bestätigt.

Die Doggerkerne haben sich auch hier der Faltung gegenüber verhältnismäßig starr verhalten. Die überliegenden Oxfordtone schwächten offenbar die Wirkung der faltenden Kräfte ganz erheblich ab und so kommt es, daß die Doggersättel höchstens in ihren oberen Teilen von unwesentlichen Sprüngen durchsetzt werden. Auch Doppelungen in den Doggergewölben sind in der Umgebung von St. Brais nachzuweisen, einmal ist wahrscheinlich die Störung von Enson-la-Fin aus einer Doppelung infolge allzu starken Druckes und damit verbundener Zerreißung der Gewölbeschenkel entstanden: eine weitere Doppelung in einen nördlichen (unterhalb La Roche) und südlichen Ast (Le Chésal) erfuhr das Doggergewölbe in der Gegend von St. Brais. Ob an den genannten Stellen auch noch

Malm an der Doppelung teilnimmt, läßt sich, wenigstens in der Umgebung von Enson-la-Fin, nicht mit Sicherheit nachweisen, bei Le Chésal aber scheint tatsächlich der dem Doggerkern aufliegende Malm von der Doppelung nicht weiter berührt zu werden.

Rollier und Machaček nehmen für das Gebiet der Freiberge an, daß es sich hier um ein altes, schon in der Kreidezeit herausgehobenes Festland handle, das von nachfolgenden Meeresüberflutungen verschont geblieben sei. Außerdem schließt Machaček aus der intensiven Erosionstätigkeit in früheren geologischen Zeiträumen, daß in den Freibergen die Faltung am ältesten sei und daß sie von da aus nach Osten und Süden weiter um sich gegriffen habe. Im wesentlichen möchte ich der Anschauung Rollier's, der die Freiberge als altes Festland auffaßt, beistimmen. Die Gründe, die mich dazu veranlassen, habe ich schon bei der Behandlung der tertiären Sedimente angeführt. Diese Annahme wird vielleicht bekräftigt durch die Eigentümlichkeiten, die der Gebirgsbau der Freiberge zeigt. Einmal waren die faltenden Kräfte, welche den Wechsel von Mulden und Sätteln schufen, sehr intensive. Ich erinnere nur an die Erscheinungen bei La Combe, wo die Falten sich förmlich scharen, ich erinnere an die zahlreichen kleineren Aufpressungen, von denen die größeren Synklinalen noch durchzogen werden. Darin möchte ich eine Summierung aller faltenden Kräfte erblicken. Warum gerade in den Freibergen die Faltung sich derart steigerte, läßt sich nicht recht einsehen, wenn man eine gleichzeitige Auffaltung des Juras, seiner schwächer und stärker gefalteten Teile annimmt. Wir würden vielleicht in der Erkenntnis des inneren Aufbaues, der Art und Weise der Faltung im Juragebirge, weiter fortschreiten, wenn wir den Jura, so wie er vor dem jeweiligen Faltungsvorgang bestand, nicht als einheitlich, sondern als in seinen einzelnen Teilen durchaus ungleichwertig und verschieden ansehen. Kommt man so zu der Auffassung, daß schon herausgehobenes und wahrscheinlich auch gefaltetes Land existierte, als noch Teile des heutigen Juragebirges vom Meere überflutet waren, so wird man begreifen, warum dann auch diese, geologisch gesprochen, alten Teile intensiver gefaltet sind als die Gebiete länger andauernder Meeresbedeckung. Denn da die Faltung sicher nicht einmal erfolgte,

sondern das Ergebnis längerer, wahrscheinlich zeitweise unterbrochener Dislokationsphasen gewesen sein wird, so werden sich in jenen seit alters herausgehobenen Teilen alle Faltungsvorgänge abgespielt haben, während die erst in jüngerer Zeit dem Festland angegliederten Gebiete ehemaliger Meeresbedeckung nur von den jüngeren Phasen der Faltung betroffen worden sind.

Die terrestrischen Ablagerungen der Bohnerzformation, die Süßwasserbildungen der älteren und jüngeren Süßwassermolasse setzen ein Festland in der Gegend des heutigen Schweizer Jura voraus. Ob nun sämtliche Bohnerzvorkommnisse im Schweizer Jura eocänen Alters sind, wie bisher angenommen wurde, ist noch fraglich. Müssen wir doch einen großen Teil der süddeutschen Bohnerze nach den Säugetierfunden nicht nur dem Eocän, sondern auch dem Oligocän, Miocän, ja sogar noch dem Pliocän zurechnen. Aber immerhin ist das eocäne Alter vieler Bohnerzvorkommnisse, nämlich der von Egerkingen, Delsberg, Moutier, Soulce etc. sichergestellt. Somit sind diese Gebiete in der Eocänzeit bereits Festland gewesen, sie müssen also jedenfalls schon zu Ende der Kreidezeit, vielleicht noch früher, herausgehoben worden sein, da wir im nördlichen Jura kein Neocom mehr finden, und es deshalb zweifelhaft erscheinen muß, ob Sedimente der unteren Kreide dort zur Ablagerung gelangten und nachträglich wieder erodiert wurden oder ob sie überhaupt nicht abgesetzt wurden. Demnach wäre der Beginn der Faltung jedenfalls in vortertiäre Zeit zu verlegen[1].

Wie oft nun wieder im Schweizer Jura die Faltung nachließ oder zeitweise überhaupt stillstand, wie oft sie wieder einsetzte — wie dies für das Gebiet des nordwestdeutschen Flachlandes einwandfrei nachgewiesen werden konnte —, läßt sich zum mindesten in dessen nördlichen Teilen nicht sagen. Denn es fehlen vom Purbeck an bis zum Miocän dem nördlichen Jura Meeresoscillationen, Transgressionen von stärkerem Ausmaß, wie sie z. B. dem jungmesozoischen und känozoischen Meere Nordhannovers eigen waren. Und während hier das aufgefaltete Land des öfteren wieder abgetragen wurde, und sich senkte, um schließlich von neuem überflutet zu werden, mit einem Worte, ein beständiger Wechsel zwischen Auftauchen und Absinken des Landes stattfindet, vollzieht sich

[1] Vergl. Quiquerez, Recueil d'Observations sur le terrain sidérolitique dans le Jura Bernois.

dort nur einmal, nämlich zur Helvétienzeit, ein energischer Vorstoß des tertiären Meeres. Wenn das Helvétien sich fast nirgends in horizontaler Lagerung befindet, sondern überall mitgefaltet ist, so muß daraus geschlossen werden, daß die Faltung nach einer kurzen Unterbrechung mit erneuter, vielleicht gesteigerter Heftigkeit einsetzte und bis zum Ende des Tertiärs fortdauerte. Den Stempel ihrer letzten Phase tragen vielleicht jene nichtglazialen Jura-, Vogesen- und Alpengerölle, wie sie schon Kemmerling auf den Kämmen der Ketten von Moutier etc. fand, wie sie seitdem auch im Gebiete der Freiberge gefunden wurden und wie sie bei fortschreitender Erschließung des Jura vielleicht auf noch weitere Erstreckung sich werden nachweisen lassen. In der Quartärzeit endlich ist die Faltung im Jura zur Ruhe gekommen, es haben sich keine bedeutenderen Dislokationen mehr ereignet. Wenn also im Schweizer Kettenjura die Marken, an denen der Eintritt und das Ende einer Faltungsperiode erkannt werden kann, nämlich diskordante Ablagerung einer transgredierenden Schicht über aufgefaltetem, eingeebnetem, älterem Gebirge, fehlen, so kann die Faltung in ihren einzelnen Phasen zeitlich nicht mit Sicherheit festgelegt werden, und so ist es überhaupt schwer, wenn nicht unmöglich, das Alter der Dislokationen zu bestimmen. Es läßt sich meist überhaupt nicht entscheiden, ob schon erhebliche Brüche jeweils vor einem gewissen Stadium der Faltung vorhanden waren und dann den sich herausbildenden Falten den Weg wiesen oder ob diese Dislokationen erst notwendige Begleiterscheinungen der Faltung waren, wie dies wohl in den meisten Fällen als sicher anzunehmen ist.

A. Buxtorf ist — wenigstens was das Gebiet südlich der Rheinebene, also die Gegend der Tertiärbecken von Moutier, Delsberg etc. betrifft — der Ansicht, daß dieser Teil des Nordschweizer Kettenjura in älterer und mittlerer Tertiärzeit etwas tiefer gelegen hat als die östlich und westlich angrenzende Gegend. Mit der Bildung dieses Depressionsgebietes (gleichzeitig entstanden mit dem Rheintalgraben) hingen nach Buxtorf keine erheblichen Brüche und Verwerfungen im Gebiet der heutigen Ketten zusammen. Was nun die im Westen an dieses Depressionsgebiet angrenzende Gegend anbelangt, so glaube ich, daß dieses Randgebiet vor seiner Auffaltung nicht ungestört, sondern von

Störungslinien betroffen war, welche notwendigerweise die Faltung beeinflussen mußten. Auf der REGELMANN'schen Karte finden sich in der Verlängerung der eigentümlich streichenden Kette von Pfirt in gleicher Richtung einer Reihe von Störungen angedeutet: einmal eine Überschiebung nördlich der Mont-Terrible-Kette, dann eine gleichlaufende Überschiebung östlich von St. Ursanne, dann die von dem Generalstreichen der Ketten abweichend verlaufende und der Richtung jener Überschiebungen folgende Kette von St. Brais[1]. Merkwürdigerweise liegt auch die Störung von Enson-la-Fin in der Verlängerung dieser Bruchzone und hat auch genau dieselbe, das Generalstreichen der Ketten schneidende südwest—nordöstliche Richtung. Meiner Meinung nach kann in dieser fast ununterbrochenen Richtlinie eine alte, vielleicht schon mit der Entstehung des Rheintalgrabens in Zusammenhang stehende Bruchlinie vorliegen, an der sich auch in späteren Faltungsphasen die Tendenz zur Bildung von Brüchen oder der Hang zur Überschiebung geltend machte.

Wie ich schon in der Einleitung zur Tektonik des untersuchten Gebietes erwähnte, läßt sich im Generalstreichen des Gebirges ein scharfer Wechsel zwischen einer Ost—Westrichtung im Osten und Nordwesten und einer Südwest—Nordostrichtung der dazwischenliegenden Teile konstatieren, die sich besonders in dem Verlauf der Störungslinie von Enson-la-Fin, in dem Umbiegen der Kette von St. Brais bei Sceut und der Raimeuxkette bei Les Sauces äußert. Beide Richtungen schneiden sich, und es entsteht dadurch eine Erscheinung, die unter dem Namen „Gitterfaltung" aus anderen Kettengebirgen bekannt ist. Es kommt nun darauf an, ob diese Unterschiede im Streichen der Ketten sich gleichzeitig während eines Faltungsvorganges herausgebildet haben oder aber, ob sie der Ausdruck verschiedener nicht gleichzeitig wirkender Faltungsperioden sind. Liegt diesen Abweichungen ein gleichzeitiger Bildungsvorgang zugrunde, so sind sie vielleicht auf Belastungsdifferenzen während der Faltung zurückzuführen. Es erscheint recht wahrscheinlich, daß dort, wo die Sedimentbedeckung bedeutend, wo vielleicht der ganze Malm samt dem auflagernden Tertiär noch vorhanden war, die

[1] Wie mir Herr CHR. REGELMANN freundlichst mitteilt, hat er diese Dislokationslinien auf Grund der Arbeiten von F. MÜHLBERG und mündlicher Mitteilungen von A. TOBLER angegeben.

Faltung einen erheblicheren Widerstand erfahren mußte als dort, wo schon ein großer Teil des Malms bis in dessen untere Horizonte oder bis zum Dogger hinab erodiert war. Daß die in den Tertiärbecken angehäuften Sedimentmassen der angreifenden Faltung erheblichen Widerstand entgegensetzten, zeigt sich des öfteren schon darin, daß die Flügel dieser Synklinalen überkippt sind. Diese sich notwendig ergebenden Belastungsdifferenzen können sich also in dem abweichenden Verlauf des Kettenstreichens recht wohl äußern.

In neuester Zeit haben genauere Aufnahmen in älteren und jüngeren Kettengebirgen das Vorhandensein von sich schneidenden Faltensystemen, sogen. „Faltengitter", nachgewiesen. Schon Prof. W. Deecke hat in seiner Arbeit über die Raibler Schichten der Südalpen zwei verschiedene sich schneidende Faltungsrichtungen unterschieden, Heim und Termier haben in den Westalpen dieselbe Erscheinung beobachtet, für ältere Faltengebirge liegen ähnliche Beobachtungen vor (vergl. Zimmermann, Zur Geologie und besonders zur Tektonik des vogtländischen-ostthüringischen Schiefergebirges. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1902. **54**). Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch im Schweizer Jura verschiedenartige und verschiedenalterige Faltungsvorgänge ein System sich unter spitzen Winkeln schneidender Falten geschaffen haben. Ich weiß recht wohl, daß das vorliegende Material zu beschränkt ist, um weitgehende Schlüsse zuzulassen, immerhin wäre es recht wünschenswert, wenn auch in anderen Teilen des Nordschweizer Kettenjura ähnliche Erscheinungen Beachtung finden würden. Vielleicht würde unsere Kenntnis über die Tektonik des Juragebirges, über Art und Wesen seiner Faltung dadurch vertieft werden können.

Literaturverzeichnis.

1. Buxtorf, A., Ueber den Gebirgsbau des Clos du Doubs und der Velleratkette im Berner Jura. Sonderabdr. aus den Berichten über die 42. Versammlung d. Oberrhein. geol. Vereins. 1909.
2. — Zur Tektonik des Kettenjuras. Sonderabdr. aus den Berichten über d. XXXI. Versammlung d. Oberrhein. geol. Vereins zu Lindau 1907.
3. — Geologische Beschreibung des Weißensteintunnels und seiner Umgebung. 1907. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. XXI.
4. — Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besonderen der Weißensteinkette. Sonderabdr. aus der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **63**. Jahrg. 1911. Abhandlungen. Heft 3.

5. Fleury, E., Tertiaire du Vallon de Soulce. Eclog. Helv. **11**. No. 3. 1910.
6. Greppin, Ed., Über den Parallelismus der Malmschichten im Juragebirge. Verh. d. Naturf. Ges. in Basel. **12**. Heft 3.
7. Greppin, J., Matériaux pour la carte géologique de la Suisse: Jura Bernois et Districts adjacents. (1870.)
8. Jenny, Fr., Das Birstal. Ein Beitrag zur Kenntnis der Talbildung im Faltengebirge.
9. — Überschiebungen im Berner und Solothurner Faltenjura. Sep.-Abdr. aus d. Verh. der Naturforsch. Ges. in Basel. **11**. Heft 3.
10. Kemmerling, G. L. L., Geologische Beschreibung der Ketten von Vellerat und Moutier. 1911.
11. Koby, T., Notice stratigraphique sur l'oxfordien dans la partie septentrionale du Jura bernois. Abh. d. Schweiz. Paläont. Ges. **26**. 1899.
12. — Etude stratigraphique des couches rauraciennes supérieures du Jura bernois. Abh. d. Schweiz. Paläont. Ges. **19**. 1892.
13. Mathey, F., Coupe géologique des Tunnels du Doubs. Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. **29**. 1883.
14. Mühlberg, F., Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. Sep.-Abdr. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. 1903.
15. Mühlberg, M., Vorläufige Mitteilungen über die Stratigraphie des Braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. Eclog. geol. Helv. **6**. 1899—1900.
16. Quiquerez, A., Recueil d'Observations sur le Terrain sidérolitique dans le Jura Bernois.
17. Rollier, L., Matériaux pour la carte géologique de la Suisse: Jura bernois et régions adjacents. Bd. 8 a. Premier supplément. 1893.
18. — Deuxième supplément. 1898. Bd. 8 b.
19. — Revision de la stratigraphie et de la tectonique de la molasse au Nord des Alpes en général et de la molasse subalpine suisse en particulier. N. Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. Zürich 1911.
20. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. Troisième supplément à la déscription géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000.
21. Steinmann, G., Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura. Bericht d. Naturf. Ges. Freiburg i. B. **6**. Heft 4.
22. Thurmann, G., Essai sur les Soulèvements jurassiques de Porrentruy 1832.
23. — Etallon, A., Lethaea Bruntrutana. Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur le „Jura Bernois" 1862.
24. Tobler, A., Tabellarische Zusammenstellung der Schichtenfolge in der Umgebung von Basel.

Karten.

Rollier, L., Carte tectonique des Environs de Bellelay 1 : 25 000.
— Carte tectonique des Environs de Moutier 1 : 25 000.

Beiträge zur Anatomie und Physiologie von Alveolina.

Von

Otto Altpeter.

Mit Taf. VI, VII und 4 Textserien.

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Anregung der im Jahre 1910 von Dr. Hans v. Staff veröffentlichten Darstellung über die Anatomie und Physiologie der Fusulinen. Die von ihm vorgeschlagene entwicklungsmechanische Erklärung der komplizierten Fusulinenschale bestimmte mich, diese auch bei *Alveolina* zu versuchen. Daraus ergibt sich von selbst, daß sich eine auf solcher Grundlage aufgebaute Arbeit in ihren Hauptzügen an die vorhin erwähnte Schrift ziemlich eng anschließen mußte. Das von mir benutzte Material stammt zum größten Teil aus der Sammlung des Berliner Geologisch-paläontologischen Institutes und Museums, für dessen Überlassung ich Herrn Geheimrat W. Branca auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank aussprechen möchte. Der Hauptteil der Präparate, insbesondere die Schnittserien wurden im geologischen und im zoologischen Institut der Universität Marburg angefertigt, und es ist mir eine angenehme Pflicht, meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Geheimrat Prof. E. Kayser und Herrn Prof. E. Korschelt, verbindlichst zu danken für den Beistand, den sie mir bei der Arbeit haben zuteil werden lassen teils durch Ratschläge wissenschaftlicher Art, teils durch Überlassung der benötigten Apparate. Herr Prof. Rothpletz-München ließ mir

in dankenswerter Weise sowohl die Schwager'schen Originalschliffe als auch Originalmaterial aus der Münchner Sammlung zugehen. Sehr wertvoll war mir bei der Vergleichung meiner Ergebnisse mit den entsprechenden bei *Fusulina* die Unterstützung durch Herrn Privatdozenten Dr. v. Staff-Berlin, dem hierfür mein ganz besonderer Dank gebührt.

Literaturverzeichnis.

In der folgenden Zusammenstellung sind nur die für diese Arbeit wichtigsten Schriften aufgeführt; sämtliche sonst erschienenen Veröffentlichungen siehe G. Osimo, Pal. Italica. **15.** 1909. p. 93—96.

1. Brady, H. B., The Voyage of H. M. S. Challenger. Zoology. **9.** 222 ff. 1873—76.
2. Carpenter, W. B., On the microscopic structure of *Nummulina*, *Orbitolites* and *Orbitoides*. Quart. Journ. geol. Soc. 1849/50. **6.** 21.
3. — Researches on the Foraminifera. I.—IV. Philos. Trans. Roy. Soc. 1856. **146.** 181 u. 547; 1859/60. **149.** 1; 1860/61. **150.** 535.
4. — On the Shell-Structure of *Fusulina*. Monthly Microsc. Journ. London 1870. **3.** 180. Taf. XLV.
5. Carpenter, Parker, Rupert, Jones, Introduction to the study of the Foraminifera. Ray Soc. London 1862.
6. Chapman, F., The Foraminifera, an introduction to the study of the Protozoa. London 1902.
7. Checchia-Rispoli, G., Sopra alcune Alveoline eoceniche della Sicilia. Pal. Ital. **11.** 1905. p. 147—168.
8. — Nuova contribuzione alla conoscenza delle Alveoline eoceniche della Sicilia. Pal. Ital. **15.** 1909. p. 59—70. Taf. III. (I.)
9. Douvillé, H., Calcaires à Fusulines de l'Indo-Chine.
10. — Evolution et Enchaînement des Foraminifères. Beides: Bull. Soc. Géol. de France. 4 série. **6.** 1906. p. 576 u. 588.
11. Jensen, O., Über individuelle physiologische Unterschiede zwischen Zellen der gleichen Art. Arch. Ges. Physiolog. **62.** 1895. p. 172—200.
12. Osimo, G., Studio critico sul genere *Alveolina* d'Orb. Pal. Ital. 1909. **15.** 71—100. Taf. IV—VII (I—IV).
13. Rhumbler, L., Über die phylogenetisch abfallende Schalen-Ontogenie der Foraminiferen und deren Erklärung. Verh. Deutsch. Zool. Ges. 1897.
14. — Die Doppelschalen von *Orbitolites* und anderen Foraminiferen, vom entwicklungsmechanischen Standpunkt betrachtet. Arch. f. Protistenkunde I. 1902.

15. Rhumbler, L., Der Aggregatzustand und die physikalischen Besonderheiten des lebenden Zell-Inhaltes. Zeitschr. f. Allg. Physiolog. I. **3**. 1902.
16. Schwager, C., Die Foraminiferen aus den Eocänablagerungen der libyschen Wüste und Ägyptens. Paläontographica. **30**. 3. Folge. **6**. 93 (15)—105 (27).
17. Staff, H. v., Die Anatomie und Physiologie der Fusulinen. Zoologica. Heft 58. 1910.
18. — Über Schalenverschmelzungen und Dimorphismus bei Fusulinen. Sitzungsber. Ges. Naturf. Freunde. Berlin 1908.
19. Staff u. Wedekind, R., Der obercarbone Foraminiferensapropelit Spitzbergens[1]. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. **10**. 81—123. Taf. II—IV. 1911.
20. Verbeek et Fennema, Description géologique de Java et Madoura. Amsterdam 1896.

Bei Literaturzitaten im Text bezieht sich die erste in der Klammer stehende Ziffer stets auf die entsprechende des Verzeichnisses.

An. bedeutet Staff, Anatomie etc. (17)
CH. 05. } „ Die beiden Arbeiten Checchia's von 1905 und 1909 (7
CH. 09. } und 8).
Os. „ Osimo, Studio critico etc. (12).
St. u. W. „ Staff u. Wedekind, Foraminiferensapropelit (19).

Allgemeines.

Seit den grundlegenden Foraminiferenarbeiten von Carpenter, Parker und Jones (2—5) ist eine große Menge neuer Formen beschrieben worden. Auch die Gattung *Alveolina* hat einen bedeutenden Zuwachs erhalten, so daß wir jetzt etwa 69 Arten kennen (Os. 12), darunter 2 rezente. Im allgemeinen hat man sich begnügt, die Länge der Schale mit ihrem Durchmesser zu vergleichen und die Zahlenreihe der jeweiligen Septen für die aufeinanderfolgenden Umgänge sowie die ungefähre Stärke der Basalschicht gegenüber den Lumina festzustellen. Einer entwicklungsmechanischen Erklärungsweise der Schale ist bis jetzt wenig Beachtung geschenkt worden. Rhumbler (13—15) und v. Staff (17—19) haben zuerst eine derartige Betrachtungsweise angewendet. Es schien nicht aussichtslos zu sein, diesen

[1] Dieser Arbeit ist eine wichtige Studie über die Entwicklungsmechanik sämtlicher Foraminiferen sowie einige wichtige, das Genus *Nummulites* betreffende Angaben in besonderen Kapiteln beigefügt.

Versuch auch bei *Alveolina* anzustellen, einmal weil ein sehr gut erhaltenes Material zur Verfügung stand, von dessen Präparation später noch die Rede sein wird, zweitens weil wir zum Vergleiche ja noch lebende Formen besitzen, von denen eine, wie schon Carpenter bemerkte, einen sogen. komplexen Typus darstellt. Er versteht darunter mehrfache Horizontalteilung jedes Umganges. Drittens war die Frage nach der Verwandtschaft der Alveolinen mit den Fusulinen zu beantworten, einer Verwandtschaft, die Douvillé (9—10) und nach ihm Steinmann (Geolog. Grundlagen der Abstammungslehre) als bestehend anzunehmen geneigt sind.

Die Literatur über *Alveolina* war, wie sich schon aus obigem ergibt, naturgemäß sehr zahl- und umfangreich geworden, und G. Osimo hat sich der mühevollen Arbeit unterzogen, sämtliche bisher erschienenen Veröffentlichungen in Pal. ital. 1909 (Os.) zusammenzustellen. Ihre Arbeit ist demgemäß auch mehr systematischer Natur, während ich grundsätzlich von vornherein jegliche Frage der Speziesunterscheidung in der vorliegenden Arbeit zu vermeiden gesucht und infolgedessen auch keinen Speziesnamen angegeben habe. Die Revision der Gattung auf die Artunterscheidung soll vielmehr einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben. G. Osimo gibt nach einem geschichtlichen Überblick über Literatur und Namengebung der Gattung eine allgemeine Beschreibung von *Alveolina*, die aber nach meinen Untersuchungen dank des vortrefflich erhaltenen Materials einer größeren Ergänzung bedarf. Die ihrer Arbeit beigefügten 4 Tafeln, so vortrefflich sie für manche meiner Fragen (Dimorphismus) waren, scheinen mir nicht Abbildungen von Dünnschliffen, sondern von Anschliffen zu sein. Für den Spezialkenner, der nur Artmerkmale sucht, mag in einigen Fällen eine solche Abbildung genügen, nicht aber für die genauere Durchforschung. Denn ein Anschliff kann niemals ein so klares Bild von den verschiedenen Einzelheiten des Schalenaufbaues geben wie ein Dünnschliff. Überhaupt habe ich von *Alveolina* bisher wenig einwandfreie Abbildungen finden können. d'Orbigny bringt überhaupt keine Dünnschliffe. Die Carpenter'schen Zeichnungen beziehen sich zum größten Teil auf lebende Formen und geben trotz der meisterlich plastischen Darstellung kein ganz klares Bild, besonders von der Ausbildung der Septen. Auch Brady bildet im Challengerwerk lebende

Formen ab; die Abbildungen reichen aber in Qualität nicht an diejenigen Carpenter's heran. Checchia's Dünnschliffe sind im allgemeinen viel zu hart wiedergegeben, demgegenüber die Osimo-schen Figuren, wie schon gesagt, an Verschwommenheit leiden. Schwager's Tafeln sind zeichnerisch hergestellt und man bemerkt sofort den Unterschied, wenn man die subjektiv etwas verbesserten Abbildungen mit den Originalschliffen, wie sie mir vorliegen, vergleicht. Gerade die Stellen der Septenansätze sind meistens recht unklar gelassen. Seine Originalschliffe eignen sich überhaupt wenig zur mikrophotographischen Wiedergabe, da sie viel zu dick sind, wenn man nicht eine unberechtigte Schärfe durch allzu harte Entwicklung der Negative hineinbringen will. Der Gefahr der überstarken Kontraststeigerung scheint eben auch Checchia nicht ganz entgangen zu sein. So bleiben nur noch die gezeichneten Abbildungen Verbeek's, die aber (ebenso wie fast alle vorher besprochenen) an der zu geringen Vergrößerung und der oft damit verbundenen Unklarheit leiden. Man darf es demgemäß wohl als unzulässig erachten, wenn auf solche Abbildungen allein hin, und zwar zuweilen nur auf je eine einzige, und dann nicht einmal einwandfrei ausgeführte, die Aufstellung neuer Arten geschieht (20: I, Taf. II Fig. 42 u. 43; Ch. 09. p. 67, Anm. 1: *A. Verbeeki*, *A. Fennemai*).

Zur Herstellung der Präparate.

Da wir es, abgesehen von rezenten Exemplaren und von ganz besonders günstigem Material, das gleich zu besprechen sein wird, mit Schalen zu tun haben, deren Lumina durch Kalk (und auch andere Versteinerungsmittel) ausgefüllt sind, die also eine einheitliche Masse darstellen, so sind wir zwecks genauerer Untersuchung auf Dünnschliffe angewiesen. Auch für *Alveolina* ist die Kenntnis der Schlifflage und eine einheitliche Nomenklatur derselben notwendig. Da die Staff'schen Bezeichnungsweisen physiologisch und morphologisch gut gewählt erscheinen, so können wir sie in Anbetracht der ähnlichen Verhältnisse der Alveolinen-schale mit der der Fusulinen auf *Alveolina* übertragen. Ich wieder-hole also:

zentral heißen alle die Zentralkammer halbierenden,
sagittal „ „ auf der Aufrollungsachse senkrecht stehenden,

tangential heißen alle der Achse parallelen,
diagonal „ „ die Achse schiefwinkelig treffenden Schnitte.

Die Hauptlagen erhalten wir durch Kombination:
medial sind alle zentralen Sagittalschnitte,
axial „ „ zentralen Tangentialschnitte.

Was die Anfertigung der Dünnschliffe anbetrifft, so verweise ich auf An. p. 8—9[1]. Nur für einen ganz speziellen Fall habe ich folgende andere Methode anwenden können. Das hierbei verwendete Material zeichnet sich durch hervorragende Erhaltung und Zartheit aus (Eocän von Grignon). Da die Lumina nicht durch Kalk etc. ausgefüllt sind, bereiten sie der Herstellung von Dünnschliffen erhebliche Schwierigkeiten. Die Fossilien müssen vor dem eigentlichen Schleifen mit Kanadabalsam gekocht werden, doch werden selbst dann die inneren Umgänge und erst recht die Zentralkammer nur selten einigermaßen ausgefüllt. Diesem Übelstand kann man begegnen, indem vor dem Kochen die beiden Achsenenden mit einer feinen Zange oder dem Messer abgebrochen werden. Natürlich gehen dann diese Teile für die Untersuchung verloren, was bei Axialschliffen recht störend ist.

Ferner kann man aus technischen Gründen nicht unter eine gewisse Schliffdicke (ca. 0,03 mm) herabgehen. Einmal verbietet dies die Weichheit des Materials, das leicht zerreißt und aus dem Balsam ausbricht, zweitens ergeben die Schliffe ein zu mattes Bild im Mikroskop und in der Photographie. Läßt man den Schliff jedoch dicker bleiben, so summieren sich in der photographischen Wiedergabe die einzelnen Bildebenen, auf die man mit dem Auge durch Verschieben des Tubus nacheinander einstellen kann. Es ergibt sich also in der Photographie ein etwas verschwommenes Bild, da nur eine einzige Ebene scharf erscheint, die durch die darüber und darunter liegenden verwischt wird (vergl. Taf. VI Fig. 1—3). Auch kann man, was mit dem Auge leicht geschieht, nicht unterscheiden, welche Ebenen des verschwommenen Bildes unterhalb, welche oberhalb der scharf eingestellten Ebenen liegen. Tatsächlich sind bisher noch nie einwandfreie Mikrophotographien von *Alveolina*, die besonders minutiöse Konstruktionsteile zeigen, abgebildet worden.

[1] Weitere Angaben über Schliffpräparation siehe: Priv.-Doz. Dr. E. Baumgartner, Über das Wesen der Zahncaries. Deutsche Monatsschr. für Zahnheilk. 1911. **19**. 5. p. 322—325.

Drittens ist ein ziemlich reiches Material erforderlich, um eine allgemein zutreffende Beschreibung zu geben, da zu jedem Schliffe ein Exemplar verbraucht wird.

Diese Übelstände veranlaßten mich, eine Präparationsmethode anzuwenden, die bei den Zoologen schon seit langem und sehr gern zur Erzielung genauer Resultate geübt wird: Die Herstellung von Serienschnitten, mittels Einbetten des Objektes in Paraffin, das dann mit dem Mikrotom in beliebig dünne Schnitte zerlegt wird. Diese Methode ist tatsächlich, wenn auch in beschränktem Maße und mit einigen zweckdienlichen Abänderungen, auf derartige Fossilien anwendbar, wie sie eingangs beschrieben, so daß ich die Arbeitsweise kurz skizzieren möchte.

Das Objekt wird in absoluten Alkohol gebracht, um es von vorhandenem Wasser zu befreien; der Alkohol wird dann ersetzt durch Xylol, um das Objekt für das Paraffin (in Xylol löslich) vorzubereiten. Zur schnelleren und gründlicheren Durchdringung setzt man das Glasschälchen jedesmal in einen Evakuator und erniedrigt mittels Wasserstrahlluftpumpe bis auf 10 mm Druck, der durchschnittlich in 15 Minuten erreicht ist. Hierauf bringt man es in flüssiges Paraffin von 58—60° Schmelzpunkt und läßt es etwa 24 Stunden im Paraffinofen. Die gewöhnlichen zoologischen Thermostaten sind durchaus dazu brauchbar; bis 90° ist zulässig, das Paraffin darf jedoch nicht ins Kochen geraten, da sonst Gasblasen die Feinheit in der Struktur vernichten.

Sind alle Lumina ausgefüllt, so reibt man ein Uhrglas gründlich mit Eiweißglyzerin ein, gießt ein wenig Paraffin hinein und setzt das Glas auf einen kalten Gegenstand. Ist am Boden etwas Paraffin erstarrt, so gießt man das Objekt schnell darauf und läßt dann das Uhrglas auf kaltem Wasser schwimmen. Hat sich eine oberflächliche Haut gebildet, so taucht man ganz unter. Man erreicht durch dies doppelte Einbetten, daß das Objekt allerseits von einer genügend dicken Schicht eingeschlossen wird. Andernfalls würde es zu Boden sinken und an der Berührungsstelle mit dem Glase fast gar keinen Schutz erhalten. Das Eiweißglyzerin hat den Zweck, den Paraffinklumpen aus dem Schälchen herauszulösen, der sonst fest am Glase haften würde. Bei dieser Behandlung dringt langsam Wasser zwischen Glas und Paraffin, das nach einiger Zeit sich selbst lostrennt und an die Oberfläche steigt. Nun schneidet man mit dem Skalpell das überflüssige Paraffin fort

und formiert zweckmäßig, daß das Objekt so im Stücke steht, wie es geschnitten werden soll. Es ist nun fertig für das Mikrotom.

Beim Schneiden ist die Natur des eingeschlossenen Objektes zu beachten: der Kalk ist trotz seiner relativen Zartheit in sehr kleinen Partikeln recht spröde; er springt aus dem Schnitte heraus und dieser selbst rollt sich oder bricht, oder schrumpft. Zur Vermeidung bestreicht man vor jedesmaligem Schneiden die Oberfläche mit einer dünnen Schicht Kollodium, in dem etwas (nur wenig!) Mastix aufgelöst ist. Das Kollodium muß vollkommen getrocknet (resp. der Äther verdunstet) sein, ehe man weiter schneidet, andernfalls schrumpft der Schnitt. Die Seiten des Paraffinkörpers sind stets sauber von überfließendem Kollodium zu reinigen, da durch dieses leicht der Schnitt abgerissen werden kann und verletzt wird. Alle diese Maßregeln sind wohl zu beachten, weil man sonst Lücken in der Serie erhält.

Die fertigen Schnitte werden auf Objektträger gelegt, die zuerst mit Eiweißglyzerin eingerieben und dann mit einer dünnen Schicht Wasser bedeckt worden sind, so daß die Schnitte ein w e n i g schwimmen. Das Wasser muß, da es schnell verdunstet, oft und stets tropfenweise erneuert werden; auch erleichtert es ein genaues Aneinanderreihen der Schnitte. Ist der Objektträger genügend belegt, so „bügelt" man die Schnitte. Man erwärmt ein zweites Objektglas an der Flamme und fährt langsam unter dem ersten hin und her, ohne jedoch es zu berühren! Die Schnitte strecken sich dann gerade und legen sich glatt an das Glas an. Das übrige Wasser läßt man verdunsten. Sind die Schnitte trocken, so bringt man sie in Xylol $\frac{1}{2}$ Stunde, um das Paraffin aufzulösen (große Vorsicht und genau horizontal legen!), hierauf 15 Minuten in absoluten Alkohol zur Entfernung von Wasser und zum zweiten Male in Xylol (5 Minuten). Alsdann können sie mit Kanadabalsam und Deckgläschen versehen werden. Man läßt die Objekte mehrere Tage an ziemlich warmem Orte horizontal liegen, damit der Balsam erhärtet. In der ersten Zeit sind sie überhaupt stets horizontal aufzubewahren, da der Balsam trotz seiner Konsistenz das Deckgläschen leicht abgleiten läßt.

Die Vorteile der geschilderten Methode bestehen in folgendem:

1. Sie gestattet Serienschnitte herzustellen, an denen genau der Verlauf von Septen, Gängen, Leisten etc. durch das ganze Tier hindurch verfolgt werden kann.

2. Die Schnitte können sehr dünn hergestellt werden. Ich habe bequem noch bis zu $\frac{1}{200}$ mm herunter gehen können, obschon $\frac{1}{100}$ mm sowohl für Beobachtung als für Photographie ausreicht. Auch gestatten die dünnen Schnitte ein direktes Ausmessen am Mikroskop mittels Okularmikrometer.
3. Es ist ein sehr sicheres Arbeiten möglich; in meinem speziellen Falle erhält man eine vollständige Reihe der wichtigen Schnitte durch die Embryonalkammer, während man beim Schleifen nur einen einzigen (und selbst dann meist nur zufällig) erhält, vorausgesetzt, daß die Kammer überhaupt genügend groß ist.
4. Zeichnet man die Schnitte auf der Vergrößerung entsprechend dünn gewalzte Wachsplatten, schneidet diese aus und legt sie sukzessive aufeinander, so erhält man ein vergrößertes Modell des Tieres.

Der Mängel dieser Methode für den Paläontologen bin ich mir bewußt; sie ist z. B. nur auf einen ganz beschränkten Teil der Fossilien (Porosität, Weichheit etc.) anwendbar, aber wo sie sich brauchen läßt, ergibt sie meines Erachtens die zur Zeit besten Resultate. Hinzufügen möchte ich noch, daß meine sämtlichen Schnitte mit einem einfachen Schlittenmikrotom (von R. R. Jung-Heidelberg) und mittels eines gewöhnlichen Mikrotommessers hergestellt sind. Das Messer nutzt sich nicht so stark ab, wie man annehmen möchte.

Vielleicht läßt sich diese Methode ein wenig erweitern, indem man das sogen. Zelloidineintrocknungsverfahren anwendet; dies würde von Vorteil sein, wenn es sich um etwas sprödere Objekte handelt, die von Paraffin nicht genügend gefestigt werden können. Da ich bis jetzt keine Versuche damit gemacht habe, gehe ich nicht des näheren darauf ein.

Nomenklatur.

Auch die Nomenklatur der einzelnen Schalenteile bedarf einer einheitlichen Regelung. Ich versuche hier die verschiedenen Benennungen der früheren Autoren in einer Tabelle darzustellen, indem ich vergleichsweise die entsprechenden Bezeichnungen von Staff's für die analogen Schalenteile bei *Fusulina* hinzufüge.

Beim Vergleich ergibt sich meines Erachtens eindeutig, daß von einer Verwandtschaft beider Gattungen keine Rede sein kann,

Carpenter	Brady	Schwager	Checchia-Osimo	Verbeek	Staff	Altpeter
		Embryonalkammer	Zentralkammer	loge centrale	Centralkammmer	
	chamber	Kammer	loggia	section	Kammer	Hauptkammer
segments	chamberlets	Secundärkammer		loge	(fehlt)	Sagittallumen
	secondary septa	secundäre Septen	sepiment		Basalreifen	Sagittalwand
		Kammerdach	lamina	disque ou lame spirale	Dachblatt	
		Basalwand	(Kalkschicht)		(fehlt)	Basalblatt
	arched segments	Haupt-Septum	Septum	cloison, septum	Septum	
galery, stolon		Septalkanal	Kanal	espace vide	(fehlt)	Hauptkanal
		„ ?	„ ?	„ ?	(fehlt)	Nebenkanal
Septal orifices of Chamberlets		Mündung	Löcher der septalen Lamina	(„ ?)	Austrittsöffnung	Septal-Pylome
					(fehlt)	Sagittalwandporen
					(fehlt)	Dachblattporen
	depressed line	Naht	Rille	ligne légèrement courbée	Melonenfurche	
		längs	meridional	longitudinal	axial	
		quer	aequatorial	transversal	medial	
					tangential	
					sagittal	

daß vielmehr die vermeintlichen Ähnlichkeiten ihren Ursprung sicher nur in weitgehenden Konvergenzen haben. Siehe auch die Schlußtabelle.

Zum äußeren Bilde von *Alveolina*.

Die äußere Form der Alveolinen ist meist eine gestreckt walzenförmige oder spindelige, z. T. mit abgestutzten tonnenartigen Enden; weniger häufig sind kugelige Schalen oder gar solche, bei denen die Achse kleiner ist als der mediale Durchmesser. Gerade der letztere Umstand veranlaßte schon d'Orbigny, diese Formen dem Genus *Orbiculina* zuzuweisen (Tertiär von Wien. Taf. VII Fig. 13—14), obschon meines Erachtens ihre Zugehörigkeit zu *Alveolina* aus den von ihm gegebenen Abbildungen hervorgeht. Da er jedoch keine mikroskopischen Dünnschliffe abbildet, muß ich mich auf diesen Hinweis beschränken. Auch G. Osimo bringt dieselbe Abbildung nochmals mit der Bezeichnung: „*A. rotella*" (12, Taf. IV [I] Fig. 1 a und 1 b), augenscheinlich, weil sie ebenfalls von der Zugehörigkeit der Form zu unserer Gattung überzeugt ist.

Die Größenunterschiede schwanken von 0,75 mm (*A. melo*) bis zu 6 und mehr cm (*A. gigantea* Ch.); trotzdem finden wir, daß die Alveolinen nach einem einheitlichen Grundplane aufgebaut sind, der allerdings weitgehende Variationen in seinen einzelnen Teilen erleiden kann. Ebenso wie bei *Fusulina* sehen wir die von Pol zu Pol laufenden melonenartigen Streifen, die durch eine schwache Furche voneinander getrennt sind. Unter jeder Melonenfurche beobachten wir im medialen Dünnschliff ein gegen das Innere gebogenes, mehr oder weniger kompliziert gebautes Septum, das weiter nichts ist als eine Fortsetzung des Dachblattes.

Eine Bestimmung nach äußeren Merkmalen ist fast stets unmöglich, da die Form durch die Gesteinseinbettung oft stark verwischt wurde und beim Herauspräparieren leidet. Aber selbst bei dem vorzüglich erhaltenen Material von Grignon kommen manchmal Formen vor, die bei äußerlich gleichem Aussehen eine innerlich recht verschiedene Ausbildung besitzen. Ich wurde erst durch den Umstand darauf aufmerksam, daß ich diese beiden Formen erst nach der mikroskopischen Schnittpräparation als verschieden erkennen konnte, obschon sie einem Material entstammten, das unterschiedlos als *A. elongata* in der Schausammlung des Ber-

liner Museums ausgestellt war; offenbar hatte man also nicht vermocht, bereits nach den äußeren Kennzeichen beide Arten zu unterscheiden.

Die Zentralkammer.

Taf. VI Fig. 1, 2, 4, 5.

Die Alveolinen gehören ihren Symmetrieverhältnissen nach nicht zu den am Boden bezw. an Tang u. dergl. festhaftenden Foraminiferen, sondern zu den freischwimmenden, nach Analogie mit den äußerlich so ähnlich gebauten Fusulinen. Es ist demnach entsprechend den Ausführungen von v. Staff und Wedekind (19, p. 89 f.) ohne weiteres zu erwarten, daß die bei Fusulinen und Nummuliten beobachtete Kugelform der Zentralkammer sich auch bei *Alveolina* findet, also eine Sphäroidform bildet im Gegensatz zu der Discoidform etwa bei *Orbitolites*. Da diese Kugelform zugleich eine Reihe anderer Erscheinungen hervorruft, wie Eindellung um das Öffnungspylom (den Porus) etc., so erübrigt sich eine nähere Beschreibung dieser auch bei *Alveolina* häufig gut zu beobachtenden analogen Einzelheiten. Die Kugelform ist natürlich nur die ideale, die Normalform, neben der oft ovale, in der Achsenrichtung ellipsoidische Kammerformen beobachtet werden (Ch. 09, Taf. III [I] Fig. 12), wie gelegentlich in demselben geringen Grade bei Fusulina. Ein Erklärungsversuch ist wohl überflüssig, zumal sich kaum feststellen lassen wird, ob diese recht geringfügige Abweichung von der Normalform eine primäre Eigenschaft der Zentralkammer darstellt, oder ob erst der entwicklungsmechanische Einfluß der später gebildeten Kammern nachträglich diese Veränderung hervorgerufen hat. Hervorzuheben ist nur, daß die Anfangskammer, abgesehen von dem einen Pylom, völlig porenlos ist, wie sich dies übrigens auch bei den oben verglichenen Formen findet. Wie wir sehen werden, entspricht die eigentliche Schale der Zentralkammer durchaus dem Dachblatt der späteren Kammern. Doch wird bei *Alveolina* ähnlich wie bei *Nummulites* und im Gegensatz zu *Fusulina* am Boden der späteren Umgangskammern eine basale Verstärkungsschicht (das Basalblatt), von v. Staff und Wedekind „Faserschicht" genannt, auf das Dachblatt des vorherigen Umganges von außen her abgeschieden. Nur ist auffällig, daß bei *Alveolina* wie bei *Nummulites* sich am Boden der ersten Umgangskammer noch kein Basalblatt bisher nachweisen ließ

(vergl. Fig. 4 mit St. u. W. Taf. II Fig. 2, 3). Dieses Phänomen ließe sich vielleicht so erklären, daß das Basalblatt erst eine relativ späte Erwerbung darstellt, die also erst allmählich in der Ontogenie auftreten kann. Doch wäre auch zu bedenken, daß die Abscheidung einer so beträchtlichen Kalkmasse eine Arbeitsleistung darstellt, die von dem anfangs sehr geringen Sarkodevolumen nur schwer geleistet werden kann. Ferner ist — dem Zwecke der Verstärkung nach — im ersten Beginn der Schalenbildung vielleicht gerade die Kleinheit und die Kugelform an sich bereits als Schutz ausreichend (Gesetz der mechanischen Äquivalenz der Foraminiferenschale).

Schon die Beziehungen der Zentralkammerschale zu dem Dachblatt der späteren Kammern lassen der Annahme wenig Raum, daß in stofflicher Hinsicht sich Unterschiede finden sollten. Wenn Schwager annahm, daß bei den ägyptischen Formen von *Alveolina* nur eine „chitinöse" Zentralkammer vorhanden gewesen sei, und dies daraus folgerte, daß der zentrale Teil der Schale ihm keine Andeutung einer echten Zentralkammer bot, so kann ich ihm nicht ganz zustimmen, da ich unter anderem sogar unter seinen eigenen Schliffen einen solchen mit deutlicher Zentralkammer gefunden habe (Fig. 1). Gewiß muß man annehmen, daß das allererste Stadium der Entwicklung zunächst schalenlos gewesen ist, da die Oberflächenspannung nur flüssigen Körpern eine Kugelform aufzwingt; auch ein „gallertiges" Durchgangsstadium der Schalensubstanz vor dem Festwerden ist nach Rhumbler (14, p. 262) und v. Staff (An. p. 47) für manche Foraminiferen wahrscheinlich. Aber die Geringfügigkeit der Eindellung um das Öffnungspylom der Zentralkammer zeigt deutlich, daß die Schale bereits eine bedeutende Widerstandskraft erlangt hatte, ehe die Sarkode zur Bildung der folgenden Kammer, also der nächsten der Umgänge vorfloß. Ebenso wie bei allen Foraminiferen „Resorptionen einmal gebildeter Schalenteile zu den seltensten Ausnahmen gehören" (St. u. W. p. 96), sind offenbar nachträgliche chemische Umsetzungen im Innern der Schale recht unwahrscheinlich. Vergl. auch Rhumbler (14, p. 248), wonach die zur Schalenabsonderung unbedingt erforderlichen Kerne nur eben an der Grenze unbeschalter Sarkode sich häufig finden, gegen das Innere sich jedoch fast völlig verlieren.

Es könnte ja auch nur eine chemische Veränderung in Frage

kommen, wenn man SCHWAGER's Ansicht (16, p. 94 [16]) verteidigen wollte, da tatsächlich strukturell (abgesehen von einigen Sagittalwandporen, die auch ins Dachblatt sich fortsetzen) und chemisch kein Unterschied zwischen der Wand der Zentralkammer und dem — auch nach SCHWAGER — schon primär aus Kalksubstanz gebildeten Dachblatt der späteren Kammern erkennbar ist.

Die Dicke des dem Dachblatt entsprechenden Anteils der Zentralkammerschale ist nicht genau meßbar, da unbekannt ist, ob und eventuell in welcher Stärke in der ersten Umgangskammer vielleicht doch eine erste Spur eines allerdings, wie gesagt, bisher noch nicht nachgewiesenen Basalblattes der Zentralkammer aufgelagert ist. Die von v. STAFF (An. p. 7—13) auseinandergesetzten optischen Schwierigkeiten bei der Ausmessung der Wandstärke u. dergl. in Dünnschliffen kommen naturgemäß für die von mir angefertigten Schnitte kaum oder gar nicht in Betracht, da ihre Stärke nur etwa $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{10}$ der geringsten möglichen Schliffstärke beträgt. Demgemäß sind die folgenden Maßangaben, die direkt am Mikroskop abgelesen wurden, so gut wie frei von optischen Fehlern:

Alveolina elongata (Schnittpräparat). (Fig. 4.)

Wandstärke	— 0,0025 mm
Porus	— 0,0125 mm
Äußerer Durchmesser der Kammer (mikrosphärisch)	— 0,0883 mm

Schon von CHAPMAN und G. OSIMO (12) ist Dimorphismus für einige Alveolinen nachgewiesen worden, doch vermag ich nach meinem Material nichts Wesentliches zu dieser Frage beizutragen. Der Vollständigkeit halber führe ich G. OSIMO's Worte hier an: „Ich konnte, wie es auch CHAPMAN schon für *A. Quoyi* D'ORB. wahrscheinlich gemacht hat, für diese Gattung die Existenz mikrosphärischer und makrosphärischer Formen feststellen, die Gruppen mit ähnlichen Charakteren bilden. Die mikrosphärischen Formen bilden im allgemeinen, wie das schon bei anderen Foraminiferen beobachtet worden ist, beträchtlich größere Schalen, aber sie unterscheiden sich nicht von den makrosphärischen in anderen wichtigen Charakteren" (12, p. 80). Falls die bedeutendere Größe von mikrosphärischen Individuen sich bestätigen ließe, was ich leider nicht vermag, so würde dies Verhalten zwar dem von einigen Nummuliten entsprechen, nicht aber dem von *Fusulina*, wo nach

v. Staff die Größe der Anfangskammer für die Größe des ausgewachsenen Tieres völlig gleichgültig ist.

Von dem bei Checchia und Osimo abgebildeten Material bilden nach genauerer vergleichender Ausmessung ganz ungefähr ebensoviele Individuen makrosphärische Zentralkammern als mikrosphärische, während etwa 10 % sich als gigantosphärisch erweisen. Natürlich sind diese Zahlen insofern inkorrekt, als diese Gesamtzahl die besonderen Eigentümlichkeiten jeder einzelnen Spezies unberücksichtigt läßt, aber doch ist die Größe des Materials (fast 100 Individuen) hinreichend, um wenigstens im großen Ganzen Geltung zu haben. Der gegenüber *Fusulina* und *Nummulites* auffallend hohe Prozentsatz der Gigantosphären deutet eventuell auf große Verschmelzfähigkeit hin, bezw. hängt damit zusammen. Überhaupt herrscht ja eine erhebliche Subjektivität in der Unterscheidung der Mikro- und Makrosphären. Vergl. An. p. 77: „So wenig es mithin in jedem Einzelfalle möglich ist, eine völlig befriedigende Aussage zu machen, so wenig wird eventuell durch abnorme, sich nicht ohne weiteres als ungeeignet verratende Schliffe das Gesamtergebnis beeinflußt." Gleichwohl möchte ich des Interesses halber einige Vergleichszahlen für die Durchmesser der Zentralkammern anführen:

	Minimum:	Durchschnitt:	Maximum:
Mikrosphären . . .	0,09 mm	0,35 mm	0,4 mm
Makrosphären . . .		0,5—0,65 mm	
Gigantosphären . .	0,7 mm	0,8 mm	1,0 mm

Bei allen frei schwimmenden oder kriechenden Foraminiferen sind nach Jensen nur spontane Jugendverschmelzungen möglich (An. p. 78, Jensen 11). Demnach sind für *Alveolina* nur diese zu erwarten, wie das bereits für *Fusulina* und *Nummulites* von v. Staff und Wedekind (19) betont wurde. Doch kann die Zahl der Umgänge, die präjugal gebildet werden, bei *Alveolina* bis auf zwei steigen, wie Ch. 05. Taf. XII Fig. 17 und Os. Taf. VII Fig. 6 b zeigen. Sehr bedeutsam ist die Tatsache, daß bei *Alveolina* die Zahl der Verschmelzlinge bis zu 10 betragen kann (vergl. Ch. 05. p. 159. Taf. XIII Fig. 1—4). Bei *Fusulina* und *Nummulites* ist dagegen bis jetzt nur die Zweizahl beobachtet worden. Der Erfolg jedoch, nämlich „univalentes" Weiterwachsen, d. h. die physiologische Einheit der verschmolzenen Sarkoden, ist der gleiche, da stets am Ende die normale Alveo-

linenform wieder erreicht wird. Da v. STAFF bei *Endothyra* u. a. derartige Massenverschmelzungen fast als Regel bezeichnet (An. p. 81), so ist das Gewicht, das in systematischer Hinsicht auf die Zahl der Verschmelzungen gelegt wird, nur gering. v. STAFF bildet übrigens auch für *Doliolina* einen Schliff ab (An. Fig. 20), der „Verschmelzungen mehrerer Anfangskammern?" zeigt. Dies letztere ist insofern recht wichtig, als dadurch erstens STAFF's Vermutung, daß „bei höher organisierten Formen in der Regel meist nur je 2 Verschmelzlinge sich zusammenzuschließen scheinen", und damit auch ein weiterer Beweis für die vermutete engere Verwandtschaft zwischen *Alveolina* und *Fusulina* hinfällig wird. Zweitens, weil ersichtlich zwischen *Fusulina* und *Doliolina* parallel mit dem Zahlunterschied auch ein Unterschied im Flüssigkeitsgrad der Sarkode läuft. Die flüssigere Sarkode ist scheinbar mehr zu Verschmelzungen geneigt. Daß bei *Alveolina* der Flüssigkeitsgrad sehr beträchtlich ist, wird sich aus der Erläuterung des weiteren Schalenbaues ergeben.

Unter SCHWAGER's Originalschliffen fand ich einen, der drei Verschmelzungen aufweist, und den ich des Interesses halber in Fig. 2 abbilde.

Die erste Umgangskammer.

Taf. VI Fig. 4 u. 5.

Entsprechend den allgemeinen Ähnlichkeiten, die die Formen der Foraminiferen vom nautiloiden Typ zeigen, können wir erwarten, daß auch die erste Umgangskammer in ihrer wesentlichen Gestalt sich an *Fusulina* und *Nummulites* anschließen wird. Doch ist hier ein bemerkenswerter Unterschied von der bei *Nummulites* in der Größe festzustellen. Die erste Umgangskammer ist bei *Nummulites* „meist auffallend klein im Vergleich mit der zweiten, dritten und den folgenden Kammern, während umgekehrt bei den Fusuliniden die erste Kammer meist viel größer ist als die folgenden" (St. u. W. p. 104). *Alveolina* zeigt dagegen ein gleichmäßiges Anwachsen der Kammerlänge schon von der ersten Umgangskammer an. Infolge des hohen Flüssigkeitsgrades der Sarkode sind die Kammern (Sagittallumina) sehr lang gezogen; sie besitzen in den inneren Umgängen meist einen Zentriwinkel von 120—180°. Die erste Umgangskammer hat naturgemäß

2 Zentriwinkel, von der Mitte des Zentralkammerporus aus gerechnet, von denen der in der Wachstumsrichtung liegende (nach vorn) bedeutend größer ist als der rückwärtige. Trotz ihrer Länge hat aber die Kammer offenbar keinen allzu großen Einfluß auf die endgültige Lage der Achse, indem die ersten 2—3 Umgänge sich oft merklich schief zu ihr stellen (vergl. auch Os. 12, p. 80, oben). Von besonderem Interesse erscheint es auch, daß dies Verhalten ebenfalls bei *Doliolina* vorkommt (siehe An. Fig. 20). Bereits oben (p. 94) wurde erwähnt, daß sich auch am Grunde der ersten Umgangskammer kein Basalblatt nachweisen ließ. Während an der Rückwand nur ein Pylom, eben der Zentralkammerporus, vorhanden ist, beginnt am Ende der ersten Umgangskammer schon die Einschaltung neuer Sarkodefäden (vergl. auch hier analoge Verhältnisse bei *Doliolina*).

Die achsengestreckte Form der Alveolinen deutet von vornherein darauf hin, daß zu den wesentlichen Eigenschaften die Vielzahl der Pylome gehört. Infolgedessen muß entweder in der ersten Umgangskammer oder aber wenigstens in einer der ersten bereits eine Vervielfältigung der Lokalisation von Zellorganen stattfinden. Die Kleinheit des Materials gestattet mir nicht, festzustellen, ob bereits in allen Fällen die erste Umgangskammer zu einer solchen Differenzierung führt, was wohl wahrscheinlich der Fall sein wird. Die Zahl der Pylome kann wechseln von einem bis mehreren; die zweite Umgangskammer scheint im allgemeinen bereits 8—10 mindestens zu haben. Ch. 05, Taf. XII (I) Fig. 14.

Auch für *Alveolina* gilt in bezug auf die im allgemeinen gestreckte Achse das in An. p. 54—56 Gesagte, und zwar in ganz besonders typischer Weise. Hat doch v. Staff gerade eine *Alveolina* zur Erläuterung der Verhältnisse des Randwinkels und des Flüssigkeitsgrades abgebildet (Fig. 44). Deswegen erübrigt sich wohl, auf Grund dieses Hinweises, eine nochmalige Darstellung.

Das Septum.

Taf. VI, VII; Serie A—D.

Alle mehrkammerigen Foraminiferen zeigen in ihrem Lebensgange, dessen genauer, gleichsam graphischer Ausdruck in ihrer Schale gegeben ist, einen eigentümlichen Rhythmus, dessen zwei Grundelemente als Phase des Sarkodevorquellens und als Phase des Sarkodestillstandes zu bezeichnen sind. Da die schalen-

absondernde Tendenz stets die in Bewegung befindlichen Plasmateile, also mindestens die als Zellorganlokalisierungen in Betracht kommenden Pylomstellen verschonen und freilassen wird, weil andernfalls ein völliger, lebenvernichtender Verschluß des Tieres gegen die Außenwelt eintreten müßte, so ergibt sich ohne weiteres, daß der Stillstandsphase eine stärkere Schalenabsonderung entsprechen wird, als der des Vordrängens. Tatsächlich ist denn auch der Teil der Schale je einer Kammer, der als Außenwand gebildet wird, fast ausnahmslos ein genaues Abbild der zur Bildung eben dieser Kammer vorgeflossenen Sarkodemenge in der ihr von der Oberflächenspannung etc. aufgezwungenen Form, und nur sehr selten zeigt (bei einigen Nummulitiden nach ST. u. W., p. 96) eine Verdoppelung des Septums und dergl. an, daß die Schalenabscheidung vielleicht bereits vor dem Erreichen der Stillstandsphase teilweise begonnen hatte. Jedenfalls ist die Zeitdifferenz zwischen dem Beginn und dem Ende der Fertigstellung des Dachblattes zu gering, als daß irgendwie nennenswerte strukturelle Unterschiede der einzelnen Teile des Dachblattes zu beobachten wären. Die Abbiegung des Dachblattes zum Septum ist somit nicht eine genetische Trennungslinie (weder zeitlich noch strukturell), sondern nur die Folge der konvexen Oberflächenwölbung unbeschalter Plasmamengen. Nur e i n e Differenzierungstendenz wäre möglich: die Lage zur Wachstumsrichtung. Da in letzterer die Zellorgane und damit die stärkste Lebensäußerung der Sarkode liegt, wäre hier eine größere Zahl der bei dem Schalenaufbau direkt oder indirekt mitwirkenden Kerne vorhanden (vergl. RHUMBLER 14, p. 248). In der Tat ist bei *Alveolina*, *Fusulina* etc. eine Dickenzunahme des Septenteiles des Dachblattes wahrzunehmen. Da das Septum funktionell zugleich als eine Stütze des Dachblattes aufzufassen sein würde (vergl. An. p. 31 f.), so ist eine Stärkung dieser Stützfunktion durch die den Foraminiferen zu Gebote stehenden Mittel zu erwarten. Bei *Alveolina* fehlt die Fältelung des Septums gänzlich, die bei *Fusulina* s. str. reichlich, bei *Nummulites* in geringerem Grade angewendet wurde, und deswegen wäre bei *Alveolina* zur Erreichung desselben Zweckes nur eine Dickenzunahme möglich. Diese Erwägungen vermögen vielleicht die im Verhältnis zu den anderen verglichenen Foraminiferen ganz besonders starke Septendicke zu erklären. In Betracht zu ziehen wäre ja auch in diesem Zusammenhange der Umstand, daß im

Septalabschnitte des Dachblattes die großen, dicht gedrängten Pylomöffnungen angebracht sind, so daß an die dazwischen stehenden Pfeiler besondere Ansprüche in bezug auf ihre Tragfähigkeit gestellt werden müssen.

Die mehr oder weniger komplizierte Erscheinungsform des Septums hängt von drei Ursachen ab: einmal von der besprochenen Neigung der Sarkode zu rhythmisch abwechselndem Vorwärtsfließen und Stillstehen, zweitens von der Zunahme der Größe der Schale, die eine notwendige Folge der allmählichen Volumvermehrung des Plasmas darstellt, drittens von der Tendenz der Sarkodefäden, eine gewisse höchste Grenze ihres Durchmessers nicht zu überschreiten.

Jeder Stillstandslage entspricht die Bildung eines Septums. Sobald die Protoplasmastränge eine gewisse Strecke weit sich über den vorhergehenden Umgang vorgeschoben haben, tritt eine Ruhepause des Vorquellens ein, und jetzt beginnt die Bildung des Septums, das natürlich eine Abbiegung des Dachblattes darstellt, so daß es unmöglich erscheint, anzugeben, wo das Dachblatt aufhört und das Septum beginnt. Wir könnten trotzdem vielleicht das Septum als denjenigen Teil des Dachblattes definieren, der von der Sarkode der nächsten Kammer überflossen wird, während wir als eigentliches Dachblatt den Teil ansehen, der erst von der Sarkode des nächsten Umganges überflossen wird.

Nun finden wir aber, daß in Schnitten, die durch ein und dasselbe Tier geführt werden, das Septum eine sehr verschiedene Gestalt annehmen kann. Das Septum ist, wie oben dargelegt wurde, in seiner einfachsten Form eine mehr oder weniger starke Abbiegung des Dachblattes nach dem Mittelpunkt der Schale. Wir sehen aber, daß manchmal das Septum den basalen Teil des Umganges berührt, manchmal ihn frei läßt, dann wiederum an anderen Stellen ohne Unterbrechung wieder aufwärts biegt und sich als Dachblatt fortsetzt, wobei es als eine Art Schlinge frei herabzuhängen scheint. Dann wiederum finden wir Septen, die bald nur nach vorn, bald nur nach hinten gebogen sind. Verfolgen wir ein solches Septum an einer Schnittserie, so bemerken wir, wie tatsächlich ein und dasselbe Septum nacheinander alle diese beschriebenen Formen annehmen kann.

Zur Erklärung dieser Erscheinung denken wir uns einmal eine Alveolinenschale (am besten eine langachsige) in der Ebene ab-

gerollt: so erhalten wir ein Dreieck, dessen eine Spitze von der Zentralkammer gebildet wird. Von dieser Zentralkammer aus divergieren nun die Plasmastränge fächerförmig. Es ist klar, daß die Fäden beim Wachsen der Schale in den späteren Umgängen eine immer größere Fläche bedecken müssen. Um dies zu erreichen, sind dem Tier zwei Möglichkeiten gegeben: Entweder der Durchmesser der Fäden wird vergrößert, oder die Zahl der Fäden vermehrt sich. Offenbar ist der erste Fall nicht gut ausführbar, da der Durchmesser sehr schnell anwachsen müßte, um die Aufgabe der Plasmastränge zu erfüllen, die Fläche gleichmäßig zu bedecken. Auch müßte ja die Höhe der Umgänge sehr stark anwachsen, schon nach wenigen Umgängen, da der Querschnitt der Stränge mehr oder weniger kreisförmig ist, was dem Flüssigkeitsgrade der Sarkode entspricht.

Viel einfacher gestaltet sich daher die Lösung der Aufgabe durch die Einschaltung neuer Fäden. Dieser Vorgang ist gut an axialen Schnitten sowie an der zunehmenden Zahlenreihe der Sagittallumina zu erkennen. Jede folgende Kammer zählt eine gewisse Anzahl Sagittallumina mehr als die vorhergehende. Es leuchtet auch ein, daß bei den langachsigen Formen die Vermehrung der Fäden weit häufiger sein wird als bei den kurzachsigen. Natürlich muß es auch Fälle geben, in denen Einschaltungen unterbleiben, denn wenn bei jeder Septenbildung sich jeder Strang vermehren wollte, so hätten wir ja nur langachsige Formen und auch nur solche, bei denen wir aus der Anzahl der Septen und Umgänge im voraus berechnen könnten, wieviel Sagittallumina in jedem Umgange vorhanden sein müßten.

Nach meinen bisherigen Beobachtungen läßt sich auch nicht einmal erweisen, ob diese Teilungen auf einen bestimmten Teil der Schale, etwa Mittelpartie oder Pole, beschränkt ist. Sie scheinen mir vielmehr ziemlich regellos zu erfolgen und nur dem Zweck zu dienen, die betreffende Fläche möglichst gleichmäßig mit möglichst gleichmäßig, aber nur sehr langsam im Durchmesser anwachsenden (und wieder abnehmenden) Plasmafäden zu bedecken.

Aus dem Vorhergehenden folgt, daß wir es mit 2 Typen des Septums zu tun haben, je nachdem an der betreffenden Stelle eine Einschaltung von Fäden erfolgt (zum Zwecke der Vermehrung) oder nicht. Ich nenne sie den progressiven Typ und den konstanten Typ.

Der konstante Typ gestattet den Plasmasträngen, ungeteilt von einer Kammer in die andere überzugehen. In diesem Falle erblicken wir im Medialschnitt schleifenartige Septen, die also das Basalblatt nicht berühren. Denken wir uns einmal von einem Umgange das eigene Basalblatt entfernt, so erhalten wir ein Bild nach Taf. VII. Wir sehen mehrere parallele Kanäle, die an der Stelle des Septums ihr Lumen verkleinern. Das Septum stellt eine Art Kanal dar, der dadurch zustande kommt, daß das Dachblatt sich teilt, den oberen Teil (der nur durch eine feine Trennungslinie von ihm geschieden ist, und deren Ursache gleich besprochen werden wird) als reguläres Dachblatt weitergehen läßt, den unteren um einen gewissen Betrag nach dem Basalblatt zu senkt und diesen dann wieder, ohne das Basalblatt zu berühren, mit dem oberen Dachblatt zum normalen vereinigt. Obwohl ich bis jetzt keine Durchlaßporen in diesem Typus habe auffinden können, Poren, die in irgend einer Weise eine Verbindung des Kanalplasmas mit den Luminafäden herstellen, so halte ich doch ihr Vorhandensein bei einigen Spezies für möglich, weil sonst dieser konstante Typ an sich entwicklungsmechanisch sich fast gar nicht erklären ließe. Offenbar muß dieser Typ sich bei kurzachsigen Formen häufiger finden als bei denen mit langer Achse; das von mir bisher untersuchte Material bot mir jedoch nicht dergleichen dar, so daß diese Beobachtungen wahrscheinlich noch einiger Ergänzungen bedürfen.

Anders steht es dagegen mit dem progressiven Typ, den ich dank der Schnittserien gut studieren konnte. Wie wir wissen, findet sich diese Ausbildung des Septums an denjenigen Stellen, wo die Fäden sich (der größer gebauten Oberfläche wegen) teilen. Also können wir erwarten, daß die Sagittalwände der einen Kammer in gerader Linie verlängert in die Sagittallumina der nächsten Kammer fallen werden, daß also die Wände beider Kammern gegeneinander versetzt sind. Dieser Unterschied in der Stellung der Sagittalwände läßt sich gut an etwas angewitterten Exemplaren beobachten: man sieht entweder die feinen Linien unbekümmert um die Melonenfurche (Septum) von einer Kammer in die andere geradeaus sich fortsetzen (konstanter Typ) oder die Wände sind um die Breite von $\frac{1}{2}$ Lumen gegeneinander verschränkt (progressiver Typ). Die besondere Eigentümlichkeit der gesamten Septenbildung bei *Alveolina* besteht nur darin, daß sie durch zwei kurz aufeinanderfolgende Stillstandslagen der Sarkode hervor-

gebracht wird. Wir müssen annehmen, daß die zur Bildung beider Typen verbrauchte Zeit für jeden die gleiche ist. Wenn wir demnach einen doppelten Rhythmus für den progressiven Typ verlangen, so muß notwendig derselbe doppelte Rhythmus auch beim konstanten Typ vorhanden sein, wenn er auch weniger deutlich hervortritt. Diese Stillstandslagen geben sich durch das Vorhandensein eines Haupt- und eines Nebenkanals zu erkennen. Der Hauptkanal entspricht seiner Lage nach genau dem Kanal beim konstanten Typ; er wird durch die Abbiegungen des Dachblattes gebildet. Da bei dem progressiven Typ aber die Abbiegungen sich mit dem Basalblatt vereinigen, so ist erforderlich, daß sie bestimmte Pylome besitzen, um der Sarkode überhaupt einen Austritt zu gewähren. Tatsächlich ist denn auch zu beobachten, daß der Teil des Septums, der der vorhergehenden Kammer angehört, in regelmäßigen Abständen nicht sich mit dem Basalblatt vereinigt, d. h. wir haben hier eine Verbindung der Sagittallumina der vorhergehenden Kammer mit dem Hauptkanal vor uns. In gleicher Weise muß die Sarkode auch aus diesem Hauptkanal einen weiteren Ausweg besitzen in Form ähnlicher Pylome, wie eben beschrieben. Der Unterschied besteht nur in der Lagerung zu den vorhergehenden Pylomen. Die Volumzunahme der Sarkode verlangt eben das Einschalten neuer Fäden, d. h. zunächst eine Verschränkung der beiderseitigen Pylome um $\frac{1}{2}$ Lumen; nach Bildung der zweiten Pylome tritt die zweite Stillstandlage ein. Die vorgequollenen Wülste vereinigen sich und bilden den Nebenkanal; und erst nach Vollendung dieses Stadiums beginnen die Zellorgane sich zu lokalisieren, und zwar in der Fortsetzung der zweiten Pylome, so daß wiederum, mit diesen alternierend, aber durch den Nebenkanal vom Septum getrennt, die Sagittalwände der neuen Kammer angelegt werden.

Fassen wir nun einmal an Hand der schematischen Abbildungen die Entstehung des Septums in seinen beiden Typen ins Auge. Aus den gleichmäßig angeordneten Pylomöffnungen treten die Plasmafäden aus. Sie fließen parallel vorwärts über den vorherigen Umgang und scheiden nach unten und nach den Seiten immer mehr Kalkmasse ab, so daß wir allmählich den trogartigen (nicht annähernd kreisförmigen) Querschnitt der Lumina entstehen sehen. Nachdem eine gewisse Strecke überflossen ist, tritt die erste Stillstandslage ein. In diesem Stadium bildet sich das gemeinsame

Dachblatt; natürlich bleiben die Pylome frei. Aus diesen quillt nun das Plasma vor und vereinigt sich an den Stellen des progressiven Typs, so den Hauptkanal bildend. Beim konstanten Typ dagegen bleiben die Plasmafäden getrennt. Die freien Plasmaoberflächen beschalen sich, mit Ausnahme der nachherigen Pylome. Jetzt erfolgt ein kurzes Weiterquellen in Form ganz kurzer Fäden, und beim progressiven Typ ein abermaliges Verschmelzen, so daß zwischen den Fäden das Septum pfeilerartig sich mit dem Basalblatt vereinigt. Beim konstanten Typ dagegen wird der zuletzt gebildete Teil des Septums durch das Vorquellen der Sarkode aufgebogen, so daß dieses eine Rinne bildet, die von dem Hauptkanal des progressiven Typs aus sich mit Sarkode füllt, und nur von hier aus sich füllen kann, falls keine besonderen Öffnungen vorhanden sind, über deren Möglichkeit oben gesprochen wurde. Nun erfolgt die Bildung eines Schalenstückes über beiden Typen gemeinsam (zweite Stillstandslage), und dann sind die Sarkodefäden zum Weiterfließen und zur Bildung der nächsten Hauptkammer vorbereitet.

Nach einer freundlichen Privatmitteilung von Herrn Dr. Wedekind kommen solche nachherigen Biegungen des noch nicht völlig erhärteten Septums auch bei Nummuliten vor (vergl. St. u. W. p. 106 Fig. I rechts).

Es ist interessant, daß an meinen Schnitten tatsächlich an den Stellen, wo ein neues Dachblatt sich an das vorherige Septum ansetzt, eine feine Trennungslinie zu beobachten ist: auch hierin sehe ich einen Beweis für das rhythmische Vorfließen und Stillstehen der Sarkode.

Das Dachblatt und das Basalblatt.

Taf. VI, VII; Serie B—C.

Die Kammerwand der Alveolinen setzt sich aus zwei genetisch gänzlich verschieden gebildeten Schichten zusammen, genau entsprechend der von *Nummulites* und völlig verschieden von der bei *Fusulina*. Wir haben zu unterscheiden das Dachblatt, das von den ausgetretenen Sarkodefäden zum Schutze gegen die Außenwelt nach außen hin abgeschieden wird, und eine sehr dünne Lage darstellt, von dem Basalblatt, das von der Sarkode des nächsten Umganges auf das vorher gebildete Dachblatt von außen her aufgelagert wird. Bekanntlich sind ja die Alveo-

linen kalkliebende Tiere; die rezenten Formen kommen „in Tiefen von 0—70 m nur in warmen Breiten, hier oft auf Korallenriffen sehr häufig vor“ (Walther, Einl. in die Geol. p. 216). Infolgedessen ist die oft außerordentlich dicke Basalschicht erklärlich (vergl. *Flosculina*) gegenüber dem stets nur sehr dünnen Dachblatt. Wir sehen hier ein grundverschiedenes Verhalten verglichen mit *Fusulina*: *Alveolina* verstärkt ihre Schale nachträglich von außen durch Auflagerung einer (und mehrerer) Basalblätter, die dann oft radialfaserige Anordnung zeigen, *Fusulina* erreicht eine ähnliche Verfestigung durch Einfügung des Wabenwerkes an der Innenseite des Dachblattes. Schon aus diesem Grunde kann meines Erachtens von einer engeren Verwandtschaft beider Gattungen keine Rede sein, wie sie noch kürzlich Douvillé (9—10) und nach ihm Steinmann (Geol. Grundlagen der Abstammungslehre) annehmen wollten.

Bisher ist *Alveolina* stets als imperforate Form angesehen worden, weil Dachblattporen nicht gefunden waren. Nach meinen Schnittserien jedoch ist wohl kaum noch daran zu zweifeln, daß auch bei *Alveolina* echte Dachblattporen vorkommen. Und zwar treten diese zuerst in den mittleren Umgängen auf, sind aber, soweit ich bis jetzt erkennen konnte, scheinbar nicht regelmäßig verteilt, so daß z. B. in späteren Umgängen die Poren auf der Länge eines halben bis ganzen Umganges fehlen können. Bei anderen Formen als denen von Grignon habe ich allerdings Dachblattporen bis jetzt nicht feststellen können, doch liegt das wohl an der zu geringen Mannigfaltigkeit des mir zur Verfügung stehenden Materials. An und für sich wäre auch wenig Wert auf das Auftreten dieser Poren zu legen, da ja dieses Unterscheidungsmerkmal schon von anderer Seite aus erfolgreiche Angriffe erfahren hat, und da sie ja nur ein Zeichen des gesteigerten Atembedürfnisses sein dürften; sie werden aber dadurch interessant, daß sie zugleich auch Poren der Sagittalwände darstellen, und so eine axiale Verbindung der sagittalen Sarkodewülste herbeiführen. Bisher sind solche axialen Verbindungsporen noch nicht beschrieben worden, die einzige Andeutung davon dürften zwei Abbildungen bei Verbeek sein (l. c. 20 Taf. III Fig. 37 u. 38). Hier hat der Zeichner zwar deutlich an verschiedenen Stellen zickzackartige Öffnungen gesehen und gezeichnet, im Text fehlt aber jeglicher Hinweis dafür, daß der Autor diese Poren ebenfalls gesehen hätte. Auch hier

gilt das oben Gesagte, daß diese Sagittalwandporen von mir bisher nur bei den Formen von Grignon beobachtet wurden, wenngleich sie auch gemäß den zitierten Abbildungen bei anderen Formen vorkommen können. Die Dachblattporen waren natürlich stets nur in dem zuletzt gebildeten, dem äußersten Umgange funktionsfähig, da sie allmählich bei dem Wachstum des Tieres durch die vordringende Basalschicht des jeweils folgenden Umganges verschlossen wurden (vergl. auch An. p. 64 und Anm. 1).

Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse.

Die Zusammenstellung der gewonnenen Resultate können wir gleichzeitig mit einem Vergleich mit *Fusulina* und *Nummulites* in der folgenden Tabelle vereinigen.

Vergleichen wir die erhaltenen Ergebnisse, so finden wir als die wichtigsten Unterschiede:

1. Die verschiedene Länge der ersten Umgangskammer.
2. Die grundverschiedene Verstärkung des Dachblatts bei *Fusulina* einerseits und bei *Alveolina* und *Nummulites* andererseits.
3. Die große Dünnflüssigkeit der Sarkode bei *Alveolina*, die oft und zu mehrfachen Verschmelzungen neigt.
4. Das Auftreten von Poren im Dachblatt und in den Sagittalwänden bei *Alveolina* und deren Fehlen bei *Fusulina* und *Nummulites*.

Es geht meines Erachtens daraus hervor, daß man mit demselben „Rechte“ eine Verwandtschaft von *Alveolina* zu *Nummulites* annehmen könnte, wie man es bisher zu *Fusulina* getan hat. Die recht weitgehenden Ähnlichkeiten finden eben in der Konvergenz ihre Erklärung. Analog dem plötzlichen Auftreten der Fusulinen zu Beginn des Obercarbon und ihrem ebenso raschen Erlöschen im Perm (An. 86) entwickeln sich die Nummuliten im Eocän. Und mit diesen häufig vergesellschaftet finden wir die arten- und individuenreiche Gruppe der Alveoliniden, von denen sich in unsere Zeit nur noch zwei Vertreter (*A. Quoyi*, *A. melo*) hinübergerettet haben. Mancherlei Anzeichen lassen darauf schließen, daß die Lebensbedingungen von *Fusulina* und von *Alveolina* einander recht ähnlich gewesen sein dürften (tropisches Klima, Kalkreichtum, Küstennähe etc.), infolgedessen sich für die Konvergenz beider Familien hierin vielleicht eine Erklärung finden ließe. Was speziell

	Fusulina	*Alveolina*	*Nummulites*
Zentralkammer	Bei allen 3 Formen eine Sphäroidform vorhanden, und nur ein einziger Porus.		
1. Umgangskammer	Größer als die 2. und folgende, die dann allmählich wieder länger werden.	Zieml. lang, $\frac{1}{3}$—$\frac{1}{2}$ Umgang, aber nicht länger als die folgenden, welche regelmäßig anwachsen.	Auffallend klein gegenüber der 2. und folgenden.
Dachblatt	Bei allen Formen vorhanden, bildet es in den Stillstandslagen das mehr oder weniger komplizierte Septum.		
Basalblatt	fehlt!	Vorhanden, außer bei der 1. Umgangskammer.	
Verstärkung des Dachblattes	durch innerliches Wabenwerk	durch äußerliches Basalblatt (oft enorm dick: *Flosculina*)	
Septenfältelung	stark bis gering.	fehlt!	nur gering.
Dimorphismus	Größe des Tieres unabhängig v. d. Zentralkammer. Gigantosphären selten.	Makrosphärische Individuen wahrscheinlich bedeutender an Größe als Makrosphären. 10% Gigantosphären	
Verschmelzung	Bisher nur in der Zweizahl beob.	Bis zu 10 beob.	Bisher nur in der Zweizahl beob.
Poren des Dachblatts und der Sagittalwände	fehlen!	Bei einigen Formen vorhanden.	fehlen! (nach WEDEKIND)

die Aufstellung des neuen Genus *Alveolinella* Douv. für die eine rezente Art *A. Quoyi* (mehrfach horizontal geteilte Sagittallumina) betrifft, so dürfte dieses höchstens als Subgenus (und auch da nur als polyphyletes?) bestehen dürfen: Vergl. dazu das Auftreten von Septenporen bei *Fusulina* An. p. 26—28, Fig. 13, und ferner d'Orbigny, Tertiär von Wien, Taf. VII Fig. 13—14, sowie Os. Taf. IV Fig. 1 a und 1 b, wo augenscheinlich schon eine einmalige Horizontalteilung der Lumina stattgefunden hat.

Abgeschlossen am 27. Mai 1911.

Erklärung zu Tafel VI.

Fig. 1. *Alveolina (Flosculina) decipiens* Schwag. Originalschliff Schwager's. Deutliche Zentralkammer! Libysche Stufe. Vergr. 30fach.

„ 2. *Alveolina (Flosculina) decipiens* Schwag. Originalschliff Schwager's No. 4. Verschmelzung dreier vollständig ausgebildeter Zentralkammern zu einem schließlich ganz normal ausgebildeten Individuum. Vergr. 25fach.

„ 3. *Alveolina* sp. Schliff. Eocän, Grignon. Trotz vieler Einzelheiten unklar. Sagittalwandporen! Vergr. 40fach.

„ 4. *Alveolina* sp. Medialschnitt 10 μ (1 $\mu = \frac{1}{1000}$ mm). Eocän, Grignon. Zeigt vorzüglich die gesamten Verhältnisse der Zentralkammer sowie der ersten Umgangskammer und die Poren der Sagittalwände und des Dachblatts. Vergr. 80fach.

„ 5. *Alveolina* sp. Eocän, Grignon. Schnitt 10 μ durch die Zentralkammer parallel der Achse: axiale Zentralkammer etwas oval, darüber die erste Umgangskammer. Zeigt das Anwachsen der Zahl der Lumina in den jeweiligen Umgängen und deren trogförmigen Querschnitt. Vergr. 22fach.

„ 6. *Alveolina* sp. Eocän, Grignon. Schnitt 10 μ parallel der Achse: tangential. Zeigt die charakteristische Streifung durch die Sagittalwände. Vergr. 22fach.

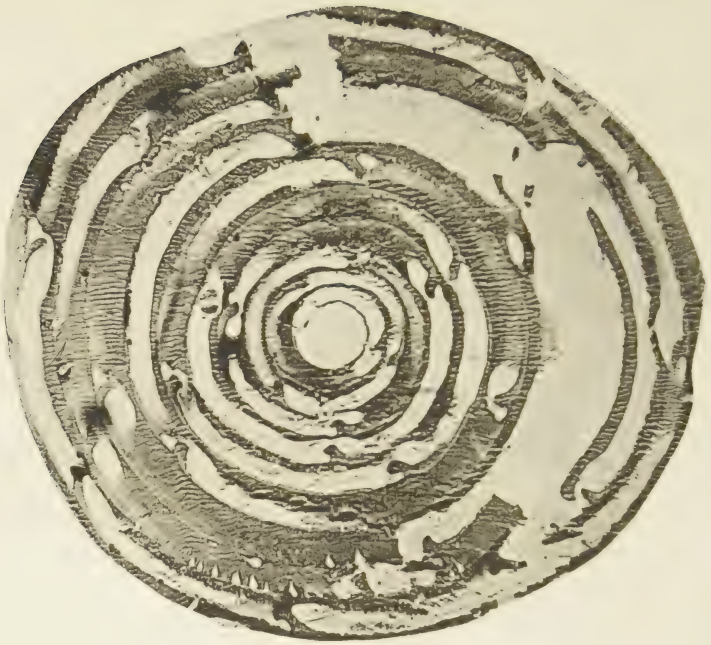
Bei Fig. 4—6, die wegen der viel geringeren Dicke der Schnitte bedeutend klarer erscheinen als die Dünnschliffe 1—3, läßt sich das Basalblatt recht genau vom Dachblatt unterscheiden. Die Rippelung bei Fig. 4 rührt von der Schnittpräparation her.

N. Ja

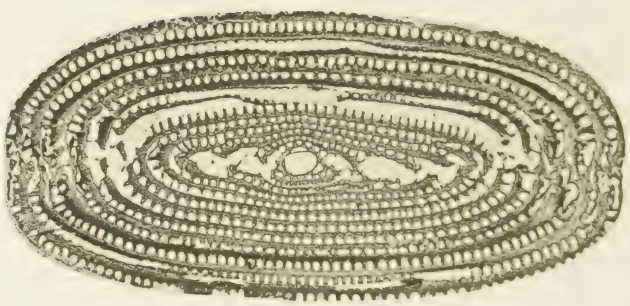
1.

2.

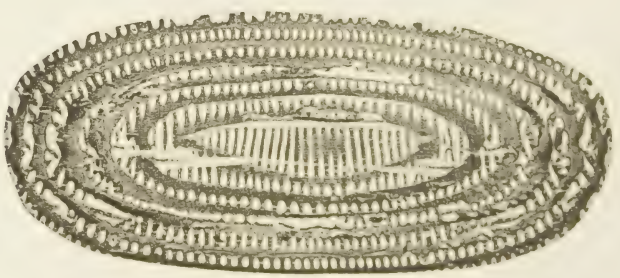
3.



4.



5.



6.

O. Altpeter: Zur Anatomie und Physiologie von Alveolina.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Erklärung zu Tafel VII.

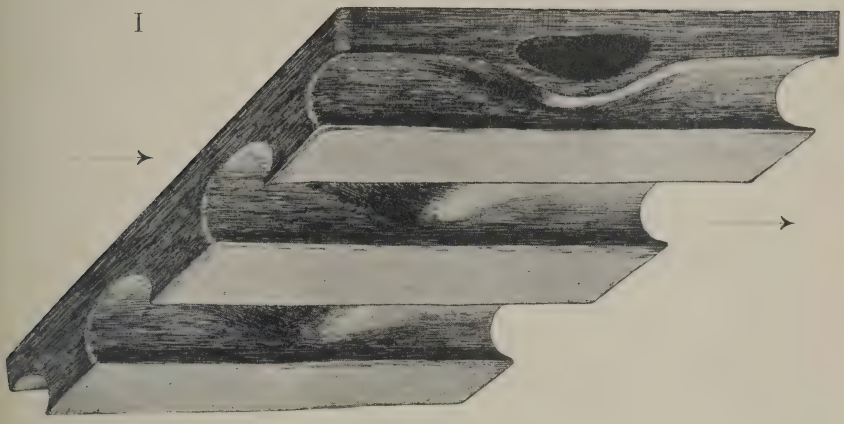
Die beiden Zeichnungen sind nur hypothetischer Natur. Ich gebe dieselben mit aller Reserve wieder und nur aus dem Grunde, um eine Möglichkeit anzuzeigen, wie etwa der Verlauf der Plasmafäden zu denken ist. Beide Figuren sind so zu denken, daß das Dachblatt des vorherigen, also des inneren Umganges entfernt sei, so daß wir gewissermaßen von unten her die Schale erblicken wie ein Gewölbe oder eine Zimmerdecke mit ihren architektonischen Leisten etc.

I stellt den konstanten Typus des Septums dar, bei dem die Fäden unbekümmert um die Ausgestaltung des Septums von einer Kammer in die andere übergehen. Das Septum, eine Abbiegung des Dachblattes, umschließt mit diesem gemeinsam den Hauptkanal.

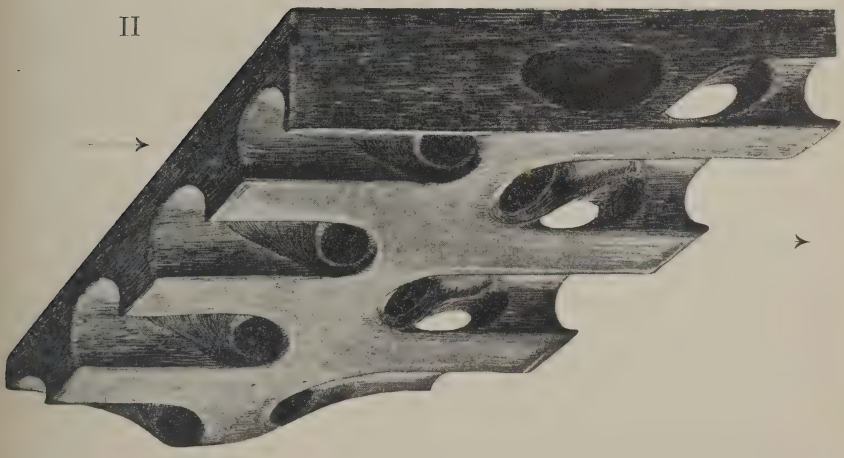
II versucht eine Konstruktion des progressiven Septums, das eine Vermehrung der Plasmafäden durch die Verschränkung der Sagittalwände bewirkt. Der Hauptkanal schließt sich in Lage und Form an den des konstanten Typus an, daneben ist der Nebenkanal vorhanden, angedeutet durch die ovalen Unterbrechungen der Sagittalwände der späteren Kammer.

Die Wachstumsrichtung ist bei beiden Figuren von links nach rechts, entsprechend den Pfeilen ➝.

I

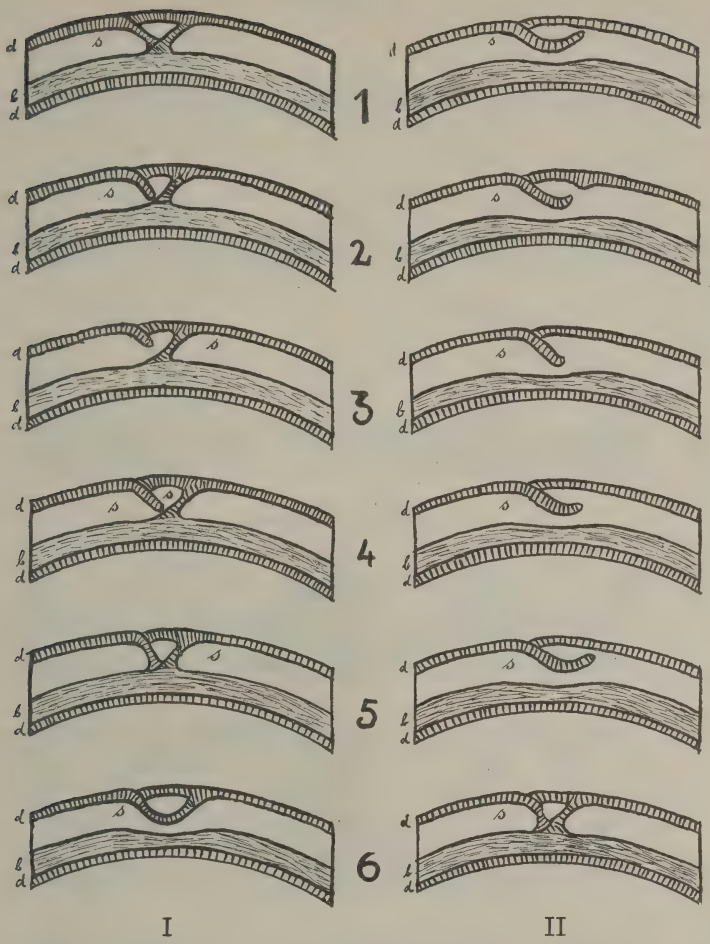


II



O. Altpeter: Beiträge zur Anatomie und Physiologie von Alveolina.

Serie A.



Serie A zeigt die beiden Typen des Septums von *Alveolina*; vergl. das p. 102—104 Gesagte.

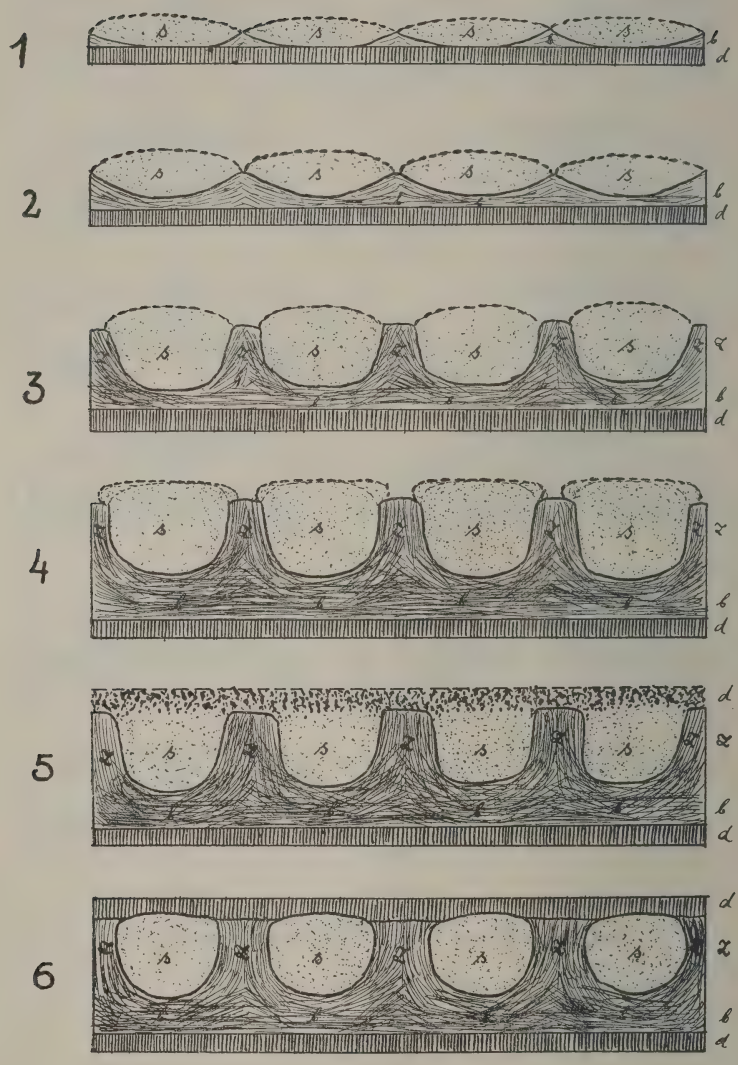
I der progressive Typ,
II der konstante Typ,
I 6 gehört schon zum konstanten Typ,
II 6 zeigt wieder den Beginn des konstanten an.

Die schematischen Zeichnungen geben nur ganz ungefähr die Reihenfolge der Septenbilder wieder und sollen nur die verschiedenen Möglichkeiten der Schnittformen darstellen.

In allen Figuren bedeutet

d = Dachblatt *b* = Basalblatt *s* = Sarkode.

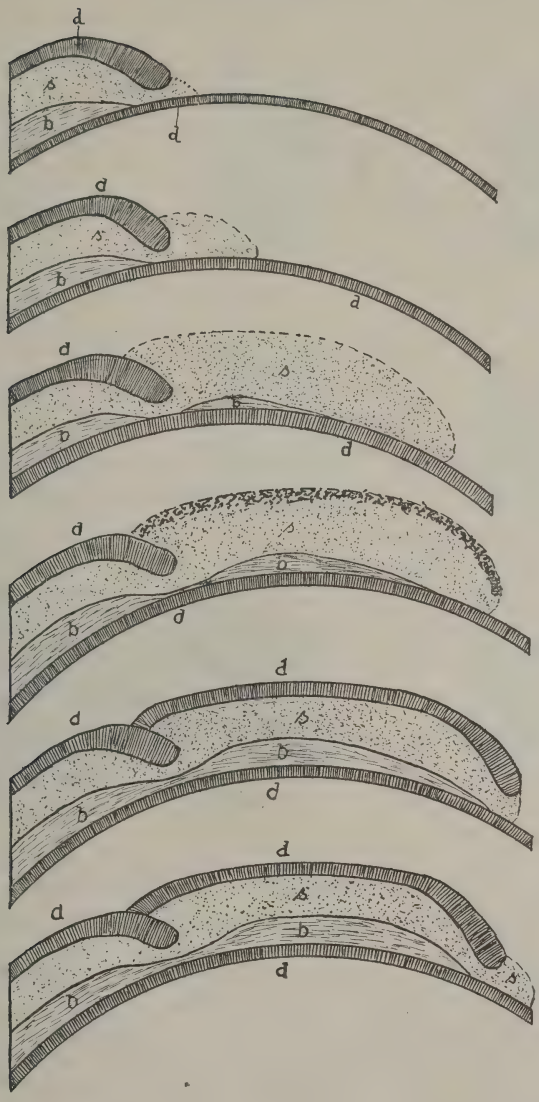
Serie B.



Serie B zeigt das allmähliche Vorquellen der Sarkodewülste, sowie die Entstehung der Zwischenwände; zuletzt dann die Bildung des Dachblatts (vergl. p. 103).

d = Dachblatt — s = Sarkode
b = Basalblatt — z = Zwischenwände, Sagittalwände.

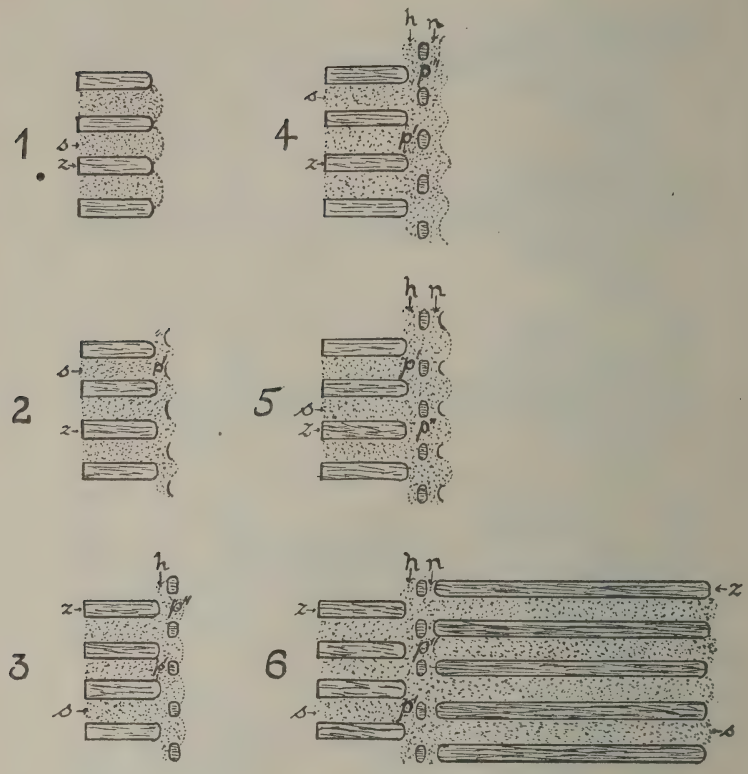
Serie C.



In Serie C sehen wir in medialer Ansicht die fortschreitende Bildung einer Kammer mit Septum und Dachblatt, sowie Ablagerung des Basalblattes (vergl. p. 103).

Das Septum ist der Einfachheit halber nur als eine Abbiegung des Dachblatts dargestellt, damit unnötige Komplikation vermieden wird.

Serie D.



Serie D erklärt die Bildung des progressiven Typs des Septums: die zweimalige Stillstandslage der Sarkode, sowie die Verschränkung der Pylome (vergl. p. 102—103).

Ansicht von oben projiziert nach Entfernung des Dachblattes

s = Sarkode	p'' = II. Pylome
z = Sagittalwände	h = Hauptkanal
p' = I. Pylome	n = Nebenkanal.

Das Wesergebirge zwischen Porta- und Süntelgebiet.

Von

Fritz Löwe aus Göttingen.

Mit 5 Profiltafeln[1].

Seit der bereits über 50 Jahre zurückliegenden monographischen Bearbeitung der Weserkette durch Ferd. Roemer, in der dem oben bezeichneten Gebiet auch ein Kapitel gewidmet ist, und der Veröffentlichung der noch älteren „Geognostischen Spezialkarte der Grafschaft Schaumburg" ist dieser Teil des Wesergebirges, von mehreren in der Literatur zerstreuten Angaben abgesehen, nicht wieder eingehender behandelt. Da die von Lohmann, Schlunk, v. See und Scholz ausgeführten Untersuchungen erwiesen haben, daß die über die verschiedenen Gebiete vorhandenen, meist älteren Angaben sehr der Revision bedurften, so erschien es lohnend, auch das obige Gebiet einer geologischen Neubearbeitung zu unterziehen.

Orographisch-tektonischer Teil.

Der zwischen dem Porta- und Süntelgebiet liegende Abschnitt der Weserkette ist im allgemeinen der höchste, breiteste und orographisch am meisten ausgebildete Teil des ganzen Höhenzuges. Ferd. Roemer gibt gerade für dies Gebiet in seiner geognostischen Monographie eine solch charakteristische, auch heute kaum zu übertreffende Beschreibung, daß ich es mir versagen kann, sie durch eine neue zu ersetzen: „Sowohl in Höhe als Breite findet im ganzen eine Zunahme von Westen nach Osten statt. Während die Höhe am Jacobsberge bei Minden nur 176 m beträgt, so ist sie an der

[1] Die Profiltafeln befinden sich aus technischen Gründen vor den Tafeln dieses Heftes bezw. des XXXVI. Bandes.

Luhdener Klippe, Rinteln gegenüber, schon bis auf 300 m gestiegen und erreicht das Maximum in der Paschenburg oberhalb der Schaumburg, unweit Hessisch-Oldendorf, mit 336 m. Der nordöstlich von Hessisch-Oldendorf gelegene Hohenstein bleibt mit 332 m nicht weit hinter dieser größten Höhe zurück. Übrigens ist die Scheitellinie der Kette keineswegs eine einfache, gerade, gleichmäßig nach Osten ansteigende Linie, sondern durch zahlreiche, mehr oder minder tiefe Einschnitte oder Lücken wird der Hauptrücken in eine Reihe von schön geformten Bergen geteilt, deren Umrisse eine wellenförmig auf- und niedergebogene Linie darstellen. Besonders vom Norden, z. B. vom Bückeberge her, läßt sich diese Zusammensetzung der Bergkette aus einzelnen, geradlinig aneinander gereihten Bergrücken schön übersehen. In dem ganzen Abschnitte ist ohne Ausnahme der südliche, dem Wesertal zugekehrte Abhang der steilere, der nördliche der flachere. An vielen Punkten stellt der obere Teil des südlichen Abhanges sogar einen mauerartigen, senkrechten Absturz dar, wie namentlich an den Felsen der Luhdener Klippe, der Paschenburg und des Hohensteins. Der übrige Teil des Abhangs pflegt dann auch nicht eine einfach geneigte Ebene zu sein, sondern gewöhnlich tritt an demselben noch ein mehr oder minder vorspringender Rücken oder eine Stufe hervor, welche durch die zahlreichen, von dem Hauptrücken in das Wesertal sich hinabziehenden, kleinen Quertäler in ebensoviele langgezogene Hügel zerschnitten wird. Zu diesen Hügeln der Vorberge gehört als einer der ausgezeichnetsten derjenige, auf welchem die alte Schaumburg steht. Auf dem nördlichen Abfalle ist eine ähnliche, eine undeutlich entwickelte Vorkette bildende Reihe von langgezogenen Hügeln vorhanden. Diese schon weiter westlich bemerkbaren Vorhügel bilden sich sogar östlich von der Arensburg zu ganz selbständigen, von der Hauptkette getrennten Hügelreihen aus.“ Ihre weitere Fortsetzung finden sie in der von dem Großen (161 m) und Kleinen Riesen gebildeten Anhöhe. Südlich legt sich vor die eigentliche Gebirgskette noch eine, nur durch ein schmales Tal getrennte Hügelgruppe, die im Großen Finnenberg (217 m) nordöstlich Fischbeck gipfelt. Der Südhang des Gebirgskomplexes wird entwässert von zahlreichen kleinen Bächen, die schon nach kurzem Lauf ihr Wasser der Weser zuführen, der Nordhang von dem nach Osten abfließenden Riesbache, hauptsächlich aber von der bei Südhagen entspringenden Aue, die erst bei Petershagen

die Weser erreicht. Dieser so skizzierte Gebirgsabschnitt umfaßt ein Gebiet, dessen Längsachse (in der Linie von Papenbrink zum Hohenstein gemessen) 22 km beträgt, während die westlichste Breite 4—5, die östlichste über 18 km mißt.

Die Weserkette in diesem Tal nimmt sich deutlich als eine markante Gebirgsschwelle im Liegenden der Schaumburg-Lippischen Kreidenmulde und im Hangenden der südlich liegenden Triashöhen aus, ist also auch hier kein tektonisch selbständiger Gebirgszug. Die Hebungslinie schließt sich der NW.—SO.-Richtung aufs engste an. Auch hier ist im allgemeinen noch eine ebenso ruhige und gleichmäßige Tektonik zu beobachten, wie sie im Portagebiet v. See nachweist. Erst am östlichsten Ende ändert sich das Bild, und es macht sich die Nachbarschaft des durch unruhigere Lagerungsverhältnisse ausgezeichneten Süntelgebiets geltend.

Die Streichrichtung der Schichten ist die auch in der Erstreckung des Gebirgszuges zum Ausdruck kommende (WNW. 20° OSO.), ihr Einfallen verflacht sich von Westen nach Osten, indem westlich 17°, in der Gegend von Bernsen nur noch 13° gemessen wurde, das Fallen wird ganz allmählich geringer, bis zu dem geringsten Betrag von 5°, der in der Hattendorfer Gegend erreicht wird. Im engsten Zusammenhang steht damit die weit fächerförmige Ausbreitung der Schichten zu einem sanft nach Norden geneigten Plateau. Das bei Buchholz verhältnismäßig noch recht schmale Tal zwischen Weserkette und Bückeberg weitet sich nicht unbeträchtlich, wohl infolge streichender Verwerfungen, die besonders die weicheren Gesteine des obersten Jura betroffen zu haben scheinen, da z. B. bei Altenhagen südlich einfallende „Münder Mergel" beobachtet wurden, und weiter nach Norden wird diese Annahme ja am besten begründet durch den „Apeler-Pohler Sattel", dessen im wesentlichen aus Kimmeridgien und Portlandien gebildeter Kern gegen „Münder Mergel" durch einen nahezu südost-nordwestlichen, nach beiden Seiten hin ausklingenden Bruch verworfen wird. Der Kern ist am besten aufgeschlossen an der Landstraße zwischen der Apeler Molkerei und der Riesenmühle. Zu unterst lagern hier das fast ganze, allerdings sehr schlecht aufgeschlossene mittlere Kimmeridgien, es folgen darüber ganz regelmäßig die Schichten bis zu den „Münder Mergeln", das Einfallen, an den verschiedenen harten Bänken des Kimmeridgien und Portlandien gemessen, beträgt ca. 12° NW. Der die ganze

Schichtenfolge gegen Münder Mergel verwerfende Bruch ist angedeutet in dem obersten kleinen Bruch am kleinen Riesen, dessen Ostwand sehr steil nach Osten einfallende „geschleppte“ Schichten zeigt. Eine weitere Untersuchung des Randgebietes erwies sich bei der Abhängigkeit dieser, ja in engstem genetischem Zusammenhang mit dem Süntelgebiet stehenden Region nicht weiter ausführbar, da die von Scholz angefertigte Karte mir nicht zugänglich war.

Am Südhang war nur in dem „Cornbrash“-Zuge eine etwa N.—S. streichende Verwerfung von ca. 50 m Sprunghöhe nachweisbar, die den Mittelberg über die benachbarten „Cornbrash“-Höhen erhebt.

In dem zwischen Großen Finnenberg und Wesergebirge verlaufenden Tal folgen, von mehreren geringfügigen Unregelmäßigkeiten im Fischbecker Lias abgesehen, die Schichten in gleicher Regelmäßigkeit bis zu den im Gebiet noch anstehenden Schichten des mittleren Keupers. Von Interesse ist jedoch, daß in den um den Finnenberg sich anordnenden Anhöhen, soweit sie dies Gebiet betreffen, „umlaufendes“ Fallen und Streichen zu beobachten ist, da z. B. in den Steinbrüchen des Schilfsandsteins ca. 10—12° W., an härteren Bänken der hangenden Keuperschichten im Kuhsik ca. 13° WNW., im Finnenberg 10—12° NW. Einfallen gemessen wurde.

Stratigraphischer Teil.

Die ältesten in unserem Gebirgsabschnitt untersuchten Schichten gehören dem „Schilfsandstein“ des mittleren Keupers an; darüber folgt in ziemlich regelmäßiger Lagerung der ganze obere Gipskeuper und das Rhät, ferner konnten fast alle Zonen vom Lias, Dogger und Malm nachgewiesen werden, soweit nicht die mürberen Schichten durch die Diluvialbedeckung sich der Untersuchung entzogen. Nordisches wie einheimisches Diluvium und zuletzt Alluvium sind im ganzen Gebiet weit verbreitet.

Keuper.

Gipskeuper.

Bei den Überresten der Ützenburg, nordwestlich Hameln, stehen in dem städtischen Bruch, der jüngst das Material zum Bau des Hamelner Bismarckdenkmals lieferte, folgende Schichten an:

Profil I[1].

1. Grauer, glimmerreicher, wenig verfestigter, schieferiger Sandstein, nach unten schalten sich immer dicker werdende, festere Sandsteinbänke linsenförmig ein . . . . . 1,50 m.
2. Feste Bank braungelben, innen weißen Sandsteins . . . . 0,70 „
3. Massiger, zerklüfteter, ziemlich mürber Sandstein, durch zahlreiche schnürenförmige Toneinlagerungen verunreinigt . . . 6,00 „ und darüber.

In Schicht No. 3 namentlich fanden sich nicht selten schlecht erhaltene Pflanzenreste, unter denen *Equisetites arenaceus* (Jaeger) zu erkennen war. Streichen und Fallen ließ sich im Bruche nicht mit Sicherheit ermitteln.

Im Hangenden etwas weiter westlich werden in einem kleinen Bruch zeitweise Steine zur Wegeschotterung gewonnen, der Aufschluß zeigt

Profil II.

Hellgrauen, glimmerreichen, nicht besonders festen Sandstein, linsenförmig gelagert, mit zahlreichen mürben Zwischenmitteln . . . . . ca. 10,00 m.

Auch hier finden sich ziemlich häufig, allerdings schlecht erhaltene Pflanzenreste. Die Schichten fallen mit ungefähr 10° W. ein. Weiter im Hangenden, ca. 200 m westlich, in einem dritten, zurzeit stilliegenden Bruch mit noch minderwertigerem Material folgen:

Profil III.

1. Sandsteinlagen und sandige Schiefer wechsellagernd, unten Einlagerung einer 0,75 m dicken Sandsteinlinse . . . . ca. 2,50 m
2. Mürber und harter, heller bis brauner, unregelmäßig, teils linsen-, teils wellenförmig gelagerter Sandstein (unten z. T. durch Schutt verdeckt) . . . . . ca. 5,20 „
3. Gelbbrauner, mürber Sandstein mit zahlreichen unregelmäßig eingelagerten Mergelbrocken und Schiefermergel (Konglomerat?) . . . . . 0,50 „
4. Sandstein . . . . . aufgeschlossen 0,25 „

Da diese Sandsteine von bunten Mergeln des mittleren Keupers unter- wie überlagert werden, dürfen sie dem sogen. „Schilfsandstein“ zugerechnet werden.

Die unmittelbar über dem Schilfsandstein folgenden „Berg-

[1] Bei allen Profilen sind, wo nicht anders vermerkt, die Schichten vom Hangenden zum Liegenden aufgeführt.

gipsschichten" sind zurzeit nirgends gut zu beobachten, aufgeschlossen sind erst wieder Schichten, die der oberen Abteilung des Gipskeupers zuzurechnen sind.

Steinmergelkeuper.

Da bisher, immerhin nur selten beobachtete, fossilführende Bänke nicht festgestellt werden konnten, und durchgehende Profile nicht vorhanden sind, war eine sichere, von Tornquist und Kluth an anderen Orten durchgeführte Parallelisierung nicht möglich. Im unteren Eschental befinden sich kleinere Aufschlüsse, die noch dem unteren Steinmergelkeuper angehören dürften.

Profil IV. Gemeindebruch Wehrbergen.

Streichen: N. 13° O., Fallen: 15° WNW.

1.	Graugrüner, dolomitischer Sandstein	0,25 m.
2.	Violette und grünliche Mergel	ca. 3,00 „
3.	Graugrüne, dolomitische Sandsteinbank mit fleischroten Einsprenglingen auf muldenartigem Untergrund	0,25 „
4.	Grünliche, feste Mergel	4,25 „
5.	Grünlicher Mergelton mit Mergelbröckchen	0,02—0,05 „
6.	Violetter, fester Mergel	8,00 „

Im Liegenden folgen die Schichten von

Profil V.

1.	Grünlichvioletter Mergel	0,70 m.
2.	Grüner, toniger Mergel mit zahlreichen Kalkeinschlüssen (± kristallin) und mit größeren und kleineren, durch kristallinischen Kalk verkitteten, glimmerhaltigen, eckigen Tonbrocken (brecciös)	ca. 0,05 „
3.	Mergel mit rundlichen Einschlüssen von kristallinischem Kalk	aufgeschlossen ca. 0,60 „

Darunter folgen, fast unmittelbar anschließend, im Mergelbruch von Vorsteher Kasten, Wehrbergen:

4.	Roter Mergel mit unregelmäßigen Einschlüssen von kristallinischem Kalk (in ungefähr 8 Bänken, zu unterst 10 cm kristallinischer Kalk und Mergelton)	3,00 „
5.	Graugrüner dolomitischer Mergel mit seltenen Einschlüssen von kristallinischem Kalk	3,00 „

Profil VI. Hohlweg zum Eschental hinunter südl. Gr. Finnenberg.

Fallen: 10° NW.

Dunkelrote und violette, grünliche und graublaue oder schmutzigweiße dolomitische Steinmergel, unten bankige Einlagerungen von kristallinischem Kalk . . . . . ca. 30,00 m.

Bereits dem oberen Steinmergelkeuper sind die Profile VII—IX zuzurechnen.

Profil VII. Mergelgrube oberhalb Fischbeck, am Wege nach Pötzen.

Streichen: N. 40° O., Fallen: 16° NW.

1.	Gelbgrauer Mergel	2,00 m.
2.	Blaugrüner Mergel	0,80 „
3.	Flaseriger, quarzitischer, blaugrauer Sandstein	0,50 „
4.	Gelber Mergel	3,20 „
5.	Mergel aufgeschlossen	0,40 „

Die kalkig-dolomitischen Mergel sind unregelmäßig durchzogen von Schnüren kristallinischen Kalkes.

Profil VIII. Nordhang des Kuhsik bei Fischbeck.

Streichen: N. 15° O., Fallen: 13° WNW.

1.	Braungelb verwitternder bläulicher Mergel über	4,00 m.
2.	Flaseriger Sandstein mit rötlichen Kalkschmitzen	0,60 „
3.	Braungelb verwitternder Mergel ca.	4,00 „
4.	Feste, sandig-dolomitische Steinmergelbank mit kalkiger Verwitterungsrinde	0,75 „
5.	Heller Mergel mit vereinzelten festen Bänken	5,40 „
6.	Dolomitische Steinmergelbank mit kalkiger Verwitterungsrinde	1,00 „

Die Terrainkante im Hangenden wird durch Rhätsandstein gebildet.

Auf einzelnen Steinmergelbänken treten Quellen aus.

Zuletzt erwähnt sei ein gutes Profil mit der Grenze zum Rhät, das der Bruch bei dem Schuppen an der Landstraße östlich Unsen zeigt, die Schichten fallen hier, wie schon Scholz angibt, mit 25° NNO. ein:

Profil IX.

Hangendes: Grünlichgrauer, rotgefleckter, plattiger Rhätsandstein, darunter:

1.	Grüner, in der oberen Hälfte violettroter Mergel	2,30 m.
2.	Graue Sandsteinbank bis	0,08 „
3.	Grüner Mergel	0,05 „
4.	Grauer, grüngesprenkelter Sandstein mit Bonebed	0,09 „
5.	Mehrfacher Wechsel von braungelben, violetten, gelbbraunen und grauvioletten Mergeln in Bänken von 0,1—1,85 m	7,55 „
6.	Violetter Mergel über	2,00 „

Die ganzen Mergelschichten sind von zahlreichen Kalkspatschnüren durchsetzt.

Der als Baumaterial verwendete Schilfsandstein ist schmutzigweiß bis grau, mit Funken von Brauneisenstein, der durch Verwitterung von Schwefelkieskristallen entstanden sein mag, es kommen jedoch auch, jedenfalls durch Eisenoxyd, rotgefärbte Lagen vor. Sehr häufig sind in dem Sandstein unregelmäßig verteilte, z. T. eckige Brocken und größere Fladen von grünlichem Schiefer zu beobachten. In dem an dritter Stelle angeführten Steinbruche enthält Schicht No. 3 wirr durcheinander im Sandstein eingebettete Mergelbrocken und Schiefermergel, die ein förmliches Konglomerat bilden. Im Gegensatz zu Kluth (p. 38, 3. Abs.) machen mir die obersten Schichten des Schilfsandsteins — soweit hier beobachtet — den Eindruck unregelmäßiger Ablagerung (siehe Profil II u. bes. III): sich schnell auskeilende Sandsteinbänke wechseln mit Lagen von Schieferton; außerdem finden sich konglomeratartige Bänke; dagegen sind die unteren Schichten in „ziemlicher Gleichmäßigkeit abgelagert". Nach oben hin werden auf der Ützenburg die Sandsteine dunkel und infolge zunehmenden Glimmergehaltes dünnschieferig. Nicht selten finden sich schlecht erhaltene Pflanzenreste. Die praktische Verwertbarkeit des an und für sich schon ziemlich mürben Sandsteins wird noch durch häufig auftretende schieferige Zwischenmittel verringert; er verwittert außerdem sehr schnell, kann also nur schlechtes Baumaterial liefern. Die Mächtigkeit ist, da über das unmittelbar östlich anstoßende Gebiet hierüber noch genauere Angaben fehlen, vorläufig noch nicht anzugeben, dürfte aber auch in dem „Finnenberg-Triaskomplex", wie dies ja bereits von verschiedenen Punkten im mittleren Wesergebiet von Kluth festgestellt ist, größeren Sehwankungen unterworfen sein. Der Schilfsandstein ist auch hier leicht kenntlich als Flachwasserbildung, die sich unter vielfach wechselnden Bedingungen abgespielt hat, wie die Wechsellagerung von ziemlich mächtigen Sandsteinbänken mit schieferigen, schnelles Auskeilen von Schichten, das Vorhandensein konglomeratartiger Bänke zeigt.

Die Berggipsschichten oder Äquivalente konnte ich nicht mit Sicherheit nachweisen. Dagegen ist der Steinmergelkeuper an einigen Punkten gut aufgeschlossen. In dem unteren Teil setzen hellgraue und grüne Mergel, z. T. reich an Kalk, anscheinend mächtige Schichten zusammen und enthalten nur selten härtere Bänke. Der Gips, welcher ursprünglich in dünnen

Lagen oder in Knollen sicherlich vorhanden war, ist ausgelaugt und durch kristallinischen Kalk und Dolomit ersetzt. Der Kalk bildet dünne Lagen, oder ist als ein konglomeratisches Haufwerk etwa erbsengroßer Brocken durch die Mergel verteilt, oder er tritt in der Form von Knollen auf, die Faustgröße erreichen können. Weiter nach oben hört der Reichtum an Gips oder Kalk auf und es treten ziemlich mächtige, blaue und besonders rote Mergel von ziemlicher Festigkeit auf, die aber, leicht in kleine, scharfkantige Brocken zerfallend, tonigen Boden liefern. Zwischen den Mergeln finden sich (vergl. Profil V, VII und VIII) mehr oder weniger mächtige Bänke von Steinmergeln: schwach, z. T. sehr stark kieselige — und dann von „Sandstein" nicht zu unterscheiden —, dolomitische Gesteine von hellgrauer Farbe. Fossilien waren nicht nachzuweisen. An manchen Orten, z. B. im Kuhsik bei Fischbeck, wo dies besonders schön zu beobachten, treten auf oder in diesen Steinmergelbänken wenn auch nicht bedeutende Mengen von Quellwasser zutage. Nach oben ist der Gipskeuper unmittelbar begrenzt durch den Rhätsandstein. Die Mächtigkeit des Schilfsandsteins dürfte 50 m betragen, die des Gipskeupers vom Sandstein (inkl.) bis zum Rhät 175 m.

Rhät.

Seine unterste Abteilung besteht aus grauen oder braungelben quarzitischen Sandsteinen, die meist mehrere Meter mächtig sind (P f l a n z e n r h ä t). Die Quarzite sind als Terrainkante deutlich zu verfolgen und ziehen sich durch den Heineberg, am „Weißen Haus" vorbei, durchs „Kurze Holz", herunter über der Fischbecker Mergelgrube, dann wieder hinauf in die Kante des Kuhsik zum Großen Finnenberg. Heute wird er nur noch zeitweise im Hachmeisterschen Bruch — im Kurzen Holz — ausgebeutet, hier stehen über 2 m quarzitischer Sandstein (N. 40° O., 16° NW.) an. Alte Steinbrüche in diesen Schichten sind noch vielfach vorhanden. An Fossilien sind nur „Häcksel" und andere schlecht erhaltene Pflanzenreste zu finden. Das an vielen Punkten Norddeutschlands beobachtete „untere Bonebed" scheint auch hier vorhanden, Anzeichen hierfür sind gegeben durch den Fund von Quarzitbrocken mit Knochenresten im unmittelbar Hangenden der vorher erwähnten Fischbecker Mergelgrube, außerdem fand ich oberhalb des westlichsten Steinbruchs im Schilfsandstein am Acker ver-

schleppt einen großen Block von Rhätquarzit mit zahlreichen Zähnchen von *Saurichthys costatus* Münst. und *Gyrolepis*-Schuppen. Anstehend ist dies Bonebed zu beobachten in dem Rhätquarzit des Totenbergs südlich der Pötzer Landwehr (Süntelgebiet). Bei Dunker finden wir außer den bereits aus dem Bonebed angeführten Resten aus diesem Gebiet noch erwähnt: Schuppen von *Dapedius*, Zähne von *Hybodus minor* usw.

Im Hangenden — dem Protocardienrhät angehörend — folgen in Wechsellagerung kieselige, vielfach dünnplattige Sandsteine von gelbbrauner und grauer Farbe, häufig mit Schwefelkieskristallen, und dunkle, sandige Mergel und Schiefertone von z. T. großer Mächtigkeit. So stehen z. B. in der Nähe des Fischteiches im Bremsik (Fischbeck) Mergel mit blaugrauen kalkigen Toneisensteingeoden ohne Fossilien und quarzitische Platten an. Hier und an anderen Stellen sind zuweilen diese quarzitischen Platten erfüllt von kleinen Bivalven, hauptsächlich *Taeniodon (Protocardia) Ewaldi* Born., oft mit Kalkschale erhalten, daneben *Cardium cloacinum* Quenst. Außerdem sind auf der Dunker'schen Karte erwähnt: „*Avicula contorta* Portl., *Modiola minuta* Gdf., *Pecten cloacinus* Quenst., *Opis*, *Cardium Philippianum* D., *Lingula tenuissima* (fast bis in den Lias reichend)."

Am Fischbecker Schutzdamm schneidet die Straße einen Fetzen jedenfalls obersten Rhäts an, der von der östlich liegenden Hauptmasse durch eine im Tal verlaufende Verwerfung getrennt ist:

Profil X.

Hangendes: Dunkler Schiefer ohne Fossilien (Lias ??), darunter:

1.	Rotbrauner, mürber Sandstein	0,20 m.
2.	Heller, sandiger Schieferton	ca. 1,00 „
3.	Dünnbankiger, glimmerreicher, z. T. stark eisenschüssiger, mürber Kalksandstein mit Wellenfurchen und undeutlichen Pflanzenresten und kohligen Partikelchen	ca 4,50 „
4.	Heller, etwas mehr (als 3 sonst dasselbe) verfestigter Sandstein	1,50 „
5.	Schieferiger, bröckeliger Ton	2,70 „
6.	Fester glimmerreicher, unebenplattiger Sandstein	0,10 „
7.	Bröckeliger Schieferton mit dunkelblauen, harten Geoden, ohne Fossilien	ca 5,00 „

Fallen und Streichen ließ sich nicht genau ermitteln, dürfte aber vielleicht 15° WSW. und W. 15° S. betragen.

Die obersten Schichten des Rhät sind zu beobachten an der andern Seite des Tales, am Teufelsbrink:

Profil XI.

Hangendes: Lias des Profils XII.

1. Feste, quarzitische, von Pyritbändern durchsetzte Sandsteinbank . . . . . 0,50 m.
2. Sehr mürber, mergelartig zerfallender, glimmerreicher Sandstein 0,80 „
3. Glimmerreicher, ziemlich mürber, braungelber Sandstein (der auch dicht dabei an der Quelle aufgeschlossen ist) . . . . ca 0,15 „

Juraformation.

Diese Formation ist hauptsächlich an der Zusammensetzung der eigentlichen Weserkette beteiligt, fast alle bisher in dieser Formation ausgeschiedenen Horizonte konnten nachgewiesen werden.

Lias.

Der Lias tritt als breiter Keil zwischen dem Braunjuraband des südöstlichsten Teils des Wesergebirges resp. Süntels und dem Großen Finnenberg—Holtenser Triasgebiet zutage, die größte Breite ist durch die Linie Krückeberg—Fischbeck bezeichnet, nach O. zu wird der Liasstreifen bei steilerem Einfallen (vielleicht auch geringerer Mächtigkeit) immer schmäler, ist aber immerhin, wenn auch bei einiger Mühe, auch am Südfuße des Süntels nachweisbar, wie denn schon Heinr. Credner von Flegessen (bereits am SO.-Fuß gelegen) Lias erwähnt (1865, p. 8). Aufschlüsse sind darin die größte Seltenheit, zumal gerade diese Gegend durch z. T. sehr mächtige Diluvialbedeckung ausgezeichnet ist, nur gelegentlich ist der Untergrund mal an Wegeböschungen, Wasserrissen oder durch den Pflug entblößt.

Unterer Lias.

Lias α.

Die Psilonotenschichten ließen sich nachweisen in einem Schurf am Teufelsbrink, Fischbeck, den ich dort mit gütiger Erlaubnis des Herrn Sommermeyer anlegen konnte:

Profil XII.

1. Braungelbe Schicht mit konglomeratähnlichen und dichten Geoden mit *Psiloceras Johnstoni* Sow. . . . . ca. 0,30 m.
2. Schieferton, erfüllt von den zarten, fein konzentrisch gestreiften und schwach glänzenden Schalen von *Taeniodon ellipticus* Dkr. und anderen kleinen Bivalven auf den Schichtflächen, mit zahl-

reichen, z. T. sehr großen, festen, sandigen, außen rostbraunen, innen blaugrauen Geoden (mit Austern), besonders an der unteren Grenze mit Tutenkalk . . . . . ca. 2,50 m.

3. Teils mürber, teils sehr fester, pyritischer, stark eisenschüssiger Sandstein, reich an Bivalven . . . . . 0,25 „
4. Tonigmergeliger, mürber Sandstein (mehr Tonmergel) . . . . 0,05 „

Unmittelbar anschließend folgen die Schichten des Profils XI.

Wenngleich die Schichten nicht ungestört liegen, scheint mir doch nichts gegen eine regelmäßige Auflagerung dieser Schichten auf dem Rhät zu sprechen. Demnach fehlt hier vermutlich die Zone mit *Psiloceras planorbis* Sow. Außer einigen wenigen Exemplaren des Leitammoniten aus Schicht No. 7 konnte ich hier folgende Fossilien sammeln:

Aus Schicht No. 6: *Mediola* cf. *minima* Sow.
Taeniodon ellipticus Dkr.
Pecten sp.

Aus Schicht No. 5: *Ostrea sublamellosa* Dkr. in besonders zahlreichen Exemplaren, in verschiedenen Formen.
Protocardium Philippianum Dkr.
Inoceramus pinnaeformis Dkr. sp.
Gervillia sp.?, äußere Form ungefähr an *Inoceramus pinnaeformis* erinnernd, aber glatt und mit schmalem, von der Mitte der Schale bis zum Wirbel hinaufreichendem Ohr.
Pleuromya angusta Agass.
Pleuromya striatula Agass.
Pleuromya cf. *glabra* Agass.
Pleuromya cf. *elongata* Agass.
Astarte striatosulcata Roem.
Astarte sp.
Modiola reniformis Sow.
Modiola psilonotus De Ryckholt
Saxicava (?) minima Martin.
Cardita multicostata Philipps.
Corbula cf. *Ludovicae* Terqu.
Ceromya cf. *petricosa* Simpson.
Tellina fabalis Simpson.
Corimya glabra Agass.
Cypricardia Menkei Dkr.
Cypricardia Germari Dkr.
Cypricardia cf. *praelonga* Terqu. et P.
Unicardium rugosum Dkr.
Unicardium limbatum (nicht *Lucina*, da Lunula fehlt) sp. Terquem et Piette.
Lucina cardinioides Tate and Bl.

Cardinia cf. *Eveni* Terqu.
Cardinia crassiuscula Sow.
Cardinia sp.
cf. *Amphidesma compressum* Dkr. et K.
Arcomya sp.
Tellina sp.

Die Schichten mit *Schlotheimia angulata* v. Schloth. wurden ca. 250 m nordwestlich vom Fischbecker Schutzdamm im Feldwege anstehend beobachtet; sie bestehen hier aus dunklen, etwas sandigen Tonen mit grauen Kalkgeoden. Es fanden sich namentlich *Schlotheimia angulata* v. Schloth. und in lumachellenähnlichen Stücken *Ostrea sublamellosa* Dkr., *Pecten* sp. und *Astarte complanata* Roem. Die größte Masse der Angulatenschichten besteht aus blaugrauen und braungelben, etwas sandigen Tonen und Mergeln mit sandig-kalkigen Toneisensteingeoden, festere Bänke scheinen, wie ja auch bei Exten, darin zu fehlen.

Die Arietenschichten konnten im Hangenden an größeren, ausgepflügten Blöcken nachgewiesen werden, sie bestehen höchst wahrscheinlich zum großen Teil aus bläulichgrauen, sehr festen, geröllführenden sandigen Kalken, die in Menge, förmlich gesteinsbildend *Gryphaea arcuata* Lam. enthalten, diese „Gryphiten-Kalke" dürften weiterhin nach Höfingen zu die verschiedenen Buckel bilden, die sich schon von weitem verfolgen lassen.

Die Zone des *Arietites geometricus* Opp. ist vertreten durch dunkle Tone mit Toneisensteingeoden, die an verschiedenen Punkten den Leitammoniten lieferten, so bei Punkt 107 südwestlich Höfingen, und auf dem Felde an der Chaussee Fischbeck—Weibeck (zwischen Punkt 73,2 und 69,6), von wo aus die Tone leicht noch bis weit unterhalb der Chaussee zu verfolgen sind.

Lias β.

Die Schichten mit *Aegoceras planicosta* Sow. treten hinter einigen Häusern Fischbecks (nach Höfingen zu) zutage:

Profil XIII. Hinter Haus No. 54 und 65 Fischbeck.

Streichen: N. 20° S., Fallen: 10° NW.

1. Schiefertone mit grünlichgrauen, sandigen, z. T. an oft rostbraunen Ammoniten und Bivalven reichen Geoden . . . . ? m.
2. Feste, graubraune, feinkörnige, glimmerhaltige Sandsteinbank mit Fossilien . . . . . ca. 0,50 „

3. Ziemlich steriler, magerer Schieferton wie 5. . . . . ca. 4,00 m.
4. Lücke im Profil von ca. 1 m.
5. Magerer Schieferton mit kleinen, festen, sandig-pyritischen Geoden und ebensolchen Linsen (Durchm. 1,40 m, Dicke 0,05 m), ohne Fossilien . . . . . ca. 4,00 „
6. Lücke im Profil von ca. 5—6 m.
7. Magere, fossilarme Schiefertone mit schwach sandigen Toneisensteingeoden (*Aegoceras planicosta* Sow. und *Deroceras ziphus* Hehl) . . . . . aufgeschlossen ca. 2,00 „

Aus dem *Planicosta*-Sandstein wurden hier folgende Fossilien gesammelt:

Aegoceras planicosta Sow. (gewöhnlich als Abdruck).
Deroceras ziphus Hehl.
Ostrea irregularis Münst.
Ostrea sp.
Gryphaea sp.
Pecten subulatus Münst.
Rhynchonella variabilis Schloth. (cf. *pulla* F. A. Roem.)
Lima pectinoides Sow.
Cardinia cf. *copides* de Ryckh.
Panopaea liasina d'Orb.
Pholadomya corrugata Dkr. et K. tritt hier in großer Formenfülle und Mannigfaltigkeit auf, vielleicht dürfte auch die von Moesch Taf. VIII Fig. 2 als *Pholadomya Woodwardi* Opp. abgebildete Form hierher zu rechnen sein, wenn nicht überhaupt diese Art auch eine Varietät von *Phol. corrugata* Dkr. et K. darstellt.
Pholadomya Woodwardi Opp.
Gresslya liasina Schübl. sp. Die von Zieten Taf. 61 Fig. 2 als *Unio liasina* Schübl. abgebildete Art wird in der Literatur auf sehr verschiedene Formen bezogen: *Panopaea*, *Gresslya* und *Pleuromya* (von Agassiz mit *Venus unioides* Röm. vereinigt), am besten scheint sie mir Dumortier, bass. d. Rh. 2. p. pl. XV, 7 wiederzugeben, der sie als *Pleuromya* kennzeichnet. Quenst. Jura Taf. 10 Fig. 4, mit der die mir vorliegenden Exemplare am besten übereinstimmen, dürfte eine *Gresslya* und daher nicht auf diese Art zu beziehen sein.
Chemnitzia (Melania) Zenkeni Dkr. sp.
Pentacrinus tuberculatus Miller in schönen Hohldrücken (nicht selten), außerdem nicht sicher bestimmbare Bivalven.

Aus dem Schieferton (in Geoden) im Hangenden des Sandsteins:

Aegoceras planicosta Sow. (ziemlich häufig), darunter eine dicke Varietät = *Amm. capricornus nudus* Quenst.
Deroceras ziphus Hehl.
Protocardium oxynoti Quenst. (sehr häufig).
Cardium cucullatum Quenst.
Gresslya sp.?

Der Sandstein läßt sich als Terrainkante und an der Hand aus dem Felde gepflügter Stücke ((ein südöstlich von Höfingen herstammender Abdruck von *Aegoc. planicosta* Sow. läßt darauf schließen, daß Lias β auch weiter am Süntel vorhanden) einigermaßen gut weiter nach NO. verfolgen; ca. 400 m nordöstlich Punkt 107 oberhalb der Chaussee fand ich in ihm:

Arietites (Asteroceras) Turneri ? Sow.
Aegoceras planicosta Sow.
Gresslya liasina Schübler.

In den ziemlich fossilreichen Geoden der hangenden Schiefertone:

Rhynchonella variabilis Schl. (*triplicata juv.* Quenst.)
Cardita cf. *Heberti* Terqu.
Nucula tunicata Quenst.
Nucula complanata Phill.
Nucula sp.
Protocardium cf. *multicostatum* Phill.
Protocardium truncatum Sow.
Cucullaea ovum Quenst.
Cucullaea sp.
Lucina pumila Münst. sp.
Lucina sp.
Gervillia obliqua Martin.
Chemnitzia cf. *Berthaudi* Dum.
Tornatella fragilis Dkr.

Ein an dem von der Chaussee zum Punkt 107 hinaufführenden Feldwege aufgelesener Abdruck von *Aegoceras muticum* d'Orb. (Geode) hat vermutlich in etwas höheren Schichten sein Lager.

Ein etwas besserer Aufschluß im Lias β befindet sich auf der andern (linken) Seite der Weser am Ufergrundbach zwischen Hemeringen und Hesslingen, bei Hessisch-Oldendorf, wo der Sandstein zeitweise gebrochen wird; die Schichten sind hier von der gleichen Ausbildung und Fossilführung wie bei Fischbeck; nach Brauns (p. 94) sind hier auch große Fragmente von *Amm. ziphus* Hehl. und *Amm. obtusus* Sow. vorgekommen. Die Angabe von Brauns, daß Dunker oberhalb Hessisch-Oldendorf und bei Weibeck β-Fossilien gefunden habe, dürfte zu den vielen zu berichtigenden Fundangaben dieses Autors zu zählen sein: Oberhalb Hessisch-Oldendorf steht Brauner Jura an, bei Weibeck ist mir nur Mittlerer Lias bekannt. (Im Dorfe selbst sind allerdings auch recht dürftig aufgeschlossene Liastone anstehend zu beobachten, doch lieferten diese keine Fossilien.)

Mittlerer Lias.

Lias γ.

Der mittlere Lias beginnt mit den Schichten der *Dumortieria Jamesoni* Sow. (v. Seebach's Zone des *Amm. brevispina* Sow.).

Der von Harzburg, am Eggegebirge, Bodenstein und anderen Punkten in diesem Horizont bekannte Eisenstein ist hier, wie ja auch im Falkenhagener Liasgraben hauptsächlich durch Tone vertreten. Die für die unteren Schichten bezeichnende *Dumortieria Jamesoni* Sow., die ich nicht feststellen konnte, wird von Dunker (und Brauns) angeführt.

Durch die Baugruben der letzten Häuser von Höfingen rechter Hand an der Landstraße nach Pötzen, wurden schieferige Mergeltone mit Lagen von Kalkgeoden und Pyrit erschlossen, die ihrer Lagerung nach dem unteren β angehören könnten. Eine kleine Fauna aus dem Mergelton und den Geoden konnte hier gesammelt werden:

Phylloceras Loscombi Sow. (in sehr mürben Geoden).
Goniomya heteropleura Agass.
Limea acuticosta Münst.
Lingula longoviciensis Terqu.
Lima Hausmanni Dkr.
Protocardium oxynoti Quenst.
Nucula variabilis Quenst.
Nucula inflexa Quenst.
Leda cf. *complanata* Quenst.
Inoceramus amygdaloides Goldf.
Inoceramus substriatus Goldf. (mit Schale und Schloß).
Inoceramus depressus Münst.
Cyrena parvirostris Roem.
Mytilus cf. *Terquemianus* de Ryckholt.
Modiola cf. *minima* Goldf.
Modiola sp. indet. Die eigentliche Wölbung der Schale kurz keulenförmig, mit feinen, nach dem Rande zu schärfer werdenden konzentrischen Streifen bedeckt, die auf das vordere Ohr übersetzen; dies ist auffallend groß ($\frac{1}{3}$ der ganzen Schale), ziemlich flach und durch eine feine Rinne von dem gewölbten Teile der Schale getrennt.

Die äußere Form ähnelt der von *M. cancellata* Roth und *M. Kochi* Benecke, doch fehlen dieser Art die Längsrippchen bezw. Kerben.

Cucullaea ovum Quenst.
Rhynchonella sp.
Pecten calvus Gdf.

Trochus cf. *umbilicatus* Dkr. et K.
Tornatella cf. *fragilis* Dkr.
Turritella cf. *semiornata* Terqu. et P.
Dazu einige noch schlechter erhaltene Bivalven und Treibholz.

Die Schichten mit *Aegoceras capricornu* v. Schloth. erschürfte ich ca. 200 m nördlich von hier an der Böschung des Weges nach Haddesen, ebenfalls Tone, die z. T. in mürben Geoden folgende Fossilien lieferten:

Aegoceras capricornu Schlth.
Aegoceras curvicornu Schlönb.
Astarte amalthei Quenst.
Lima cf. *acuticosta* Münst.
Avicula sp.
Inoceramus ventricosus Sow.
Pholadomya cf. *Voltzii* Agass.
Gresslya liasina Schübler (?).
Pleurotomaria expansa d'Orb.
Cerithium sp.
Hemipedina sp.

Die Angaben von Dr. D. Brauns (p. 131) über die Zone des *Amm. Davoei* in der Grafschaft Schaumburg (bei Hessisch-Oldendorf am linken Weserufer, oberhalb Rumbeck) sind zu streichen, da von dieser Lokalität kein Lias bekannt ist.

Lias δ.

Die Schichten mit *Amaltheus margaritatus* Montf. waren seinerzeit aufgeschlossen im Alberbach an der kleinen Brücke südlich Wickbolsen und an der hohen Böschung ca. 250 m bachaufwärts (westlich Punkt 117). Es sind mächtige Tone mit sehr festen und oft sehr großen Toneisensteingeoden. Am häufigsten war der Leitammonit in allen Altersstadien und Varietäten (auch *Ammonites laevis* Quenst.) vorhanden, außerdem:

Belemnites cf. *clavatus* Schl.
Lucina elegans Dkr. et K.
Lucina sp.
Cardium musculosum Quenst.
Isocardia inversa Goldf.
Plicatula spinosa Sow.
Nucula Hammeri Defr., große Varietät wie im Braunen Jura.
Nucula variabilis Quenst.
Nucula sp.

Leda Palmae Sow. sp.
Leda sp.
Macrodon elongatum Quenst. sp.
Avicula inaequivalvis Sow.
Pecten acuticostatus Lam.
Pecten sp.
Myoconcha sp.
Dentalium sp.
Acrosalenia sp.
Coniferenholz.

Die Schichten mit *Amaltheus costatus* Rein. stehen an am Wege Weibeck—Wickbolsen über dem Alberbach, ebenfalls aus Tonen bestehend; *Amaltheus costatus* Rein. wurde hier in mehreren Exemplaren gesammelt, außerdem weit oben im Alberbach östlich Punkt 112 aus dunklen Tonen mit großen, festen „Toneisensteingeoden" derselbe Ammonit, sodann:

Amaltheus Engelhardti d'Orb. (verdrücktes Bruchstück eines großen Exemplars).
Amaltheus cf. *laevis* Quenst.
Pleuromya cf. *Toucasi* Dum.

Nach meinen Beobachtungen läßt sich also in diesem Gebiet die Zone des *A. margaritatus* Montf. sehr wohl von der mit *A. costatus* Rein. trennen, was aus den Angaben von Brauns, p. 149, nicht ersichtlich ist.

Oberer Lias.

Lias ε (Posidonomyenschiefer).

Der obere Lias ist nur mit seinem unteren Teile, und zwar im Bache unter dem Wege Haddesen—Bensen sichtbar, er besteht hier aus schwarzen bis lebergrauen, blätterigen Schiefertonen und schwarzen, harten Kalkplatten, die zahlreich Pyriteinsprenglinge enthalten und stark bituminös sind. Sie werden in benachbarten Steinbrüchen als „schwarze Kreide" benutzt.

Dicht oberhalb des Weges Haddesen—Pötzen wurden in einem Entwässerungsgraben im „Faulensik" ebenfalls schwarze, blätterige Schiefertone beobachtet, die demselben Horizont angehören dürften.

Dunker, der vor Jahren in dieser Gegend anscheinend über bessere Aufschlüsse in diesen Schichten verfügte, führt aus diesem Horizonte folgende Fossilien an:

Posidonomya Bronnii Gdf.
Ammonites radians v. Schl.
Ammonites Lythensis Y. and B.
Ammonites communis Sow.
Belemnites irregularis v. Schl.
Inoceramus dubius Sow.
Ichthyosaurus.
Ganoide Fische.

Der oben angeführte, recht mäßige Aufschluß ist zurzeit der einzige in diesem Horizont vorhandene, er lieferte nur *Posidonomya Bronni* Goldf. in mehreren Exemplaren, darunter ungewöhnlich große: varietas *elongata* Goldf.

Lias ζ (*Jurensis*-Schichten) kam mir in hiesiger Gegend überhaupt nicht zu Gesicht; höchstwahrscheinlich ist er aber vorhanden, und zwar in derselben Ausbildung, in der er aus nächster Nähe, südlich von Harderode, westlich von Dehme bekannt ist, denn das Profil von Dehme zeigt[1] vollkommene Übereinstimmung mit dem von Harderode. Einige hundert Schritt nordwestlich von dem erwähnten ε-Aufschluß liegt ein Brunnen, dessen Wasser einen hohen Prozentsatz Schwefelwasserstoff enthält, vielleicht stammt das Bitumen aus der gesuchten Zone, das ja auch bekanntlich an vorerwähnten Lokalitäten in diesem noch stärker entwickelt ist als im Lias ε.

Brauner Jura.

Da hier im Dogger, nur in seinem oberen Teile durch einen Sandsteinkomplex unterbrochen, die tonige Fazies vorherrscht, konnte bei dem Mangel petrographischer Unterscheidungsmerkmale keine genaue Gliederung durchgeführt werden.

Er besteht aus einer mächtigen, ziemlich gleichmäßigen Folge recht steriler, feinsandiger und glimmerhaltiger, dunkler Schiefertone mit Bänken von Toneisensteingeoden, in denen hauptsächlich die relativ seltenen Fossilien, gewöhnlich verkiest, auftreten, und lagert sich in breitem, weiter nach O., in der Süntelgegend, sich bei steilerem Einfallen schnell verschmälerndem Bande vor den Hauptgebirgszug. Es ist ein sehr charakteristisches Gelände welliger, niedriger Hügelterrassen. Von Westendorf bis über Steinbergen hinaus und westlich Todenmann ist die Hauptmasse des Braunen Jura durch mächtige nordische Diluvialmassen verdeckt.

[1] nach gütiger Mitteilung von Herrn Ernst.

Bajocien.

Die Schichten des *Lioceras opalinum* Rein. konnten von mir durch Fossilien nicht nachgewiesen werden, vermutlich werden sie aber noch östlich Hessisch-Oldendorf und bei Dankersen (b. Rinteln) durch glückliche Funde festgestellt. Zwar sind auf der Dunker'schen Karte: „*Amm. opalinus* Rein., *Cerithium armatum* Goldf., *Pleuromya unioides* R., *exarata* Brauns, *Nucula Hammeri* Dfr., *Astarte complanata* R., *Corbula cucullaeformis* K. D., *Lucina elegans* K. D., *Trigonia navis* Lam." aus ihnen angeführt, doch muß ich auf Grund eigenhändig aus dem Anstehenden gesammelter Fossilien den überwiegenden Teil, wenn nicht das Ganze des als *Opalinus*-Schichten (B. J. 1) auf dieser Karte bezeichneten Braunjurastreifens bereits den *Polyplocus*-Schichten zurechnen.

Die Schichten mit *Inoceramus polyplocus* Roem. waren nur bei der Schmittenmühle (östlich Zersen), an den südöstlichen und südlichen Ausgängen von Zersen, im Bach ca. 400 m nördlich Bannsieksmühle (südwestlich Krückeberg und Zersen), bei den v. Münchhausen'schen Fischteichen (unterhalb der Straße Hessisch-Oldendorf—Barksen), an der nordwestlich vor Hessisch-Oldendorf liegenden niedrigen Hügelterrasse, und bei der Dankerser Mühle durch das darin relativ häufigste Fossil, *Inoceramus polyplocus* F. Roem., nachweisbar. Die an noch mehreren anderen Punkten in Wegeböschungen, Bachrissen usw. aufgeschlossenen mächtigen Schiefertone dieser Zone erwiesen sich als steril. Die Versteinerungen, fast ausnahmsweise an die Geoden gebunden, sind auch in diesen nicht gerade häufig. So wurden in den einem höheren Horizonte (mit *Sonninia Sowerbyi)* angehörenden Schiefertonen, die bei der Schmittenmühle — in der Fossilliste mit α bezeichnet — anstehen, nur zwei Geoden mit Fossilien gefunden, die eine ein Haufwerk von *Inoceramus polyplocus* Roem. (mit Schale), einen Belemniten umschließend, die andere erfüllt von unzähligen kleinen Muscheln, Schnecken, Dentalien und Sonninien. Nur im Höllenbach — in der Fossiliste mit β bezeichnet — bei Bannsieksmühle (s. o.!) wiesen die Tone selbst Fossilien in größerer Anzahl auf; hier stehen an:

1. Schieferton mit 2 Geodenlagen, aufgeschlossen . . . . . ca. 1,20 m.
2. Festere Schiefertonbank mit ziemlich zahlreichen (gewöhnlich verdrückten) Fossilien und dicken stengligen Gebilden (organisch?) auf den Schichtflächen . . . . . 0,20 „

An den genannten Fundpunkten, namentlich in der Umgebung von Hessisch-Oldendorf, wurden folgende Arten gesammelt:

Inoceramus polyplocus F. Roemer, genau wie der von Benecke abgebildete Hildesheimer Typus (Taf. VIII Fig. 1 u. 1 a) mit breiten Falten; die kleinere Form (Taf. VIII Fig. 5) mit dichteren Falten, unter anderen zahlreich von α u. β.

Beide Varietäten besonders schön an der von F. Roemer (Jurass. Weserkette p. 623 u. ff.) beschriebenen historischen Fundstelle.

Inoceramus fuscus Quenst. (Jura, Taf. 48 Fig. 18), nur $\frac{1}{3}$ der Abbildung, und ganz kleine Jugendexemplare. α.

Nucula Hammeri Defr. (cf. Goldf. Taf. 125 Fig. 1 d) nur $\frac{1}{3}$ der Abbildung, zahlreiche Steinkerne und Schalen. α.

Nucula subovalis Goldf. (Taf. 25 Fig. 4). α.

Leda cuneata Dunk. et K., große und kleine Varietät. α.

Leda acuminata v. Buch. α.

Macrodon elongatum Sow. α.

Macrodon sp. α.

Pseudomonotis elegans Münst. α.

Posidonomya Buchii Roem. ? cf. *opalini* Quenst. α.

Pecten pumilus Lam., zahlreiche Steinkerne und (beide) Schalen. α.

Pecten cingulatus Phill., ziemlich häufig. β.

Pecten demissus Phill., ziemlich häufig, β und an anderen Lokalitäten.

Protocardium striatulum Phill., häufig. β und an anderen Lokalitäten.

Trigonia ? striata Sow. = *Trigonia clathrata* Agass. α.

Astarte depressa Münst. (Benecke, Taf. 16 Fig. 8). α.

Modiola gregaria Goldf. (Quenst. Jura, Taf. 48 Fig. 16). α.

Pronoella sp.? β.

cf. *Quenstedtia oblita* Phill. α.

Lucina cf. *paradoxa* Waag. α.

Lucinopsis trigonalis Quenst. α.

Thracia (Corimya) gnidia Agass., merkwürdig durch zwei radial gestellte flache Fältchen an der Vorderseite, und zwar auf der unteren Schalenhälfte. α.

Mactromya aequalis Agass.? β.

Goniomya Knorrii Agass.

Gresslya abducta Phill.

Homomya cf. *obtusa* Agass.

Homomya cf. *gibbosa* Agass.

Pholadomya cf. *foliacea* Agass. β.

Tancredia donaciformis Lyc. β.

Mytilus gryphoides Quenst.

Dentalium cf. *elongatum* Münst. α.

Cerithium flexuosum Münst. α.

Turbo terebratus Münst.

Tornatella personati Quenst., cf. *pulla* Dkr. u. K. α. und an anderen Lokalitäten.

Belemnites sp. indet. Eine wohl bisher aus diesem Horizont nicht bekannte seitlich komprimierte Form, die sehr an die der Posidonomyenschiefer *oxyconus* Ziet. (Taf. 21 Fig. 5) erinnert. Ein kleines Stück der Spitze fehlt. Alveole fast ganz erhalten. Von der Spitze gehen ganz schwach angedeutete Depressionen aus. *α*.

Belemnites sp., zahlreiche kleine Alveolen. *α* und andere Lokalitäten.

Ludwigia Murchisonae Sow. (cf. Horn, Taf. 14 Fig. 4).

Lioceras acutum Quenst. (cf. Horn, Taf. 9 Fig. 10).

Harpoceras sp. (cf. *Lioceras Sinon* Bayle var. *erodis* Horn (Taf. 3 Fig. 12). *β*.

Ludwigia sp. 2 Stücke einer engnabeligen Form (cf. Buckmann, Taf. 12 Fig. 1—3, Taf. 15 Fig. 7 u. 9, Taf. 4 Fig. 7; Horn, Taf. 15 Fig. 5), die wegen ihrer ungenügenden Erhaltung nicht sicher als *Ludwigia concava* Sow. oder *bradfordensis* Buckm. bestimmt werden konnten, sie gehören vermutlich der *Concavus*-Zone an.

Sonninia pinguis Roem. (Haug, Taf. 8 Fig. 5) und nicht näher bestimmbare zahlreiche Jugendexemplare von Sonninien. *α*.

Witchellia sp. Jugendexemplare. *α*.

Eryma cf. *aalensis* Quenst., eine vollständige Schere und andere Fragmente.

F. Roemer erwähnt von „Hessisch-Oldendorf" an von mir nicht gefundenen Arten: „*Cidarites* sp., *Glyphaea* sp., *Ammonites Sowerbyi* Mill., *Belemnites giganteus*, *Avicula inaequivalis*" mit der Bemerkung, daß das Zusammenvorkommen aller Arten zweifellos sei, was ich bestreiten möchte, da *Sonninia Sowerbyi* Mill. aus einer höheren Zone stammt, als die unmittelbar bei Hessisch-Oldendorf aufgeschlossene. Dunker führt außerdem (Legende der Karte) an: „*Gresslya donaciformis* Goldf., *Pholadomya decorata* Goldf.?, *Modiola gregaria* Goldf."

Auf Grund der angeführten Ammoniten ist meines Erachtens auch für dieses Gebiet die für NW.-Deutschland von Stfuer zuerst nachgewiesene Einteilung der *Polyplocus*-Schichten in die Zonen des *Amm. Murchisonae*, *concavus* und *Sowerbyi* höchstwahrscheinlich gemacht, doch scheint mir entgegen der Steuer'schen Auffassung *Inoceramus polyplocus*, wenigstens hier, nicht auf die Zone der *Sonninia Sowerbyi* beschränkt zu sein.

Wie an verschiedenen Punkten des Selter, Ith und Wiehengebirges sind auch hier, z. B. bei Dankersen, Abbauversuche auf die, in Bänken auftretenden, in frischem Zustande grauen, stark kalkhaltigen Eisensteingeoden des Braunen (namentlich des unteren und mittleren) Jura angestellt, aber auch nach ziemlich kurzer Zeit wieder eingestellt. Am längsten hielt sich noch der Abbau auf den „Toneisenstein", der von der Portahütte auf die im Diluvium, allerdings in größeren Massen angehäuften Geoden, der ja dann bald auf den „Toneisenstein" des Callovien — jetzt bereits auch schon hier seit längerer Zeit zum Erliegen gekommen —

ausgedehnt wurde. Auch jetzt noch werden die in Veltheim aus dem Diluvium ausgelesenen Braunjurageoden zur Erzanreicherung geröstet und dann als Zuschlag verwandt.

Die Coronaten-Schichten sind augenblicklich nur sehr dürftig aufgeschlossen, sie treten auf in der Gestalt etwas fetterer Tone, mit Lagen von Zinkblende und Kalkspat führenden Toneisensteingeoden, die oft ansehnliche Größe erreichen.

Beim Bau der „neuen Chaussee" von Rinteln nach Todenmann, namentlich bei Punkt 107,3, waren sie seinerzeit gut aufgeschlossen; ohne Zweifel stammen von hier zahlreiche, vollständige Exemplare von *Belemnites giganteus* Schloth. mit seinen Varietäten *ventricosus* und *procerus* Quenst.[1] In einer Baugrube klopfte ich aus einer Geode:

Witchellia Edouardiana d'Orb. in mehreren Stücken
Witchellia liostraca Buckman.

und ähnliche, z. T. an *Ammonites deltafalcatus* Quenst. erinnernde Formen, ferner:

Isocardia minima Sow.
Leda aequilatera Dkr. et K.
Corbicella Schmidti Grepp.
Astarte cf. *depressa* Goldf.
Cucullaea concinna Goldf.
Cerithium echinatum v. Buch (Steinkern).

Die Coronatenschichten bedingen unverkennbare Anschwellungen im Gelände, die als flache, gerundete Kuppen in die Erscheinung treten, sie lassen sich daher mit ziemlicher Sicherheit verfolgen. Vom „Normalpunkt 90" unterhalb Todenmann östlich durch mächtige nordische Diluvialmassen der Beobachtung gänzlich entzogen, sind sie erst von unterhalb Domäne Koverden, woher ich z. B. den Abdruck von *Teloceras cf. dorsoplanum* Mascke erhielt, weiter zu verfolgen.

Weiter östlich waren die Coronatenschichten kurze Zeit in Barksen beim Bau der Wasserleitung aufgeschlossen, fette Tone, die nur Bruchstücke schlecht erhaltener Fossilien lieferten, und zwar bei der Quelle:

Stephanoceras (Teloceras) Blagdeni Sow.
Stephanoceras Humphriesi Sow.

Weiter unterhalb *Stemmatoceras evolutum* Mascke, so daß hier die oberste und mittlere, durch den dritten Ammoniten vielleicht auch die Zone des *Sphaeroceras Sauzei* vertreten ist.

[1] In der Sammlung des Adolphinum (Bückeburg), dessen Material mir Herr Professor Ballerstedt gütigst zur Bearbeitung überließ, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche.

In dem Tälchen, das sich ca. 200 m westlich Zersen zum Barkser Holz hinaufzieht, stehen kaum 100 m von der Straße Tone an, die braungelb verwitterte, mürbe Tongeoden enthalten, sie lieferten:

Pseudomonotis elegans Münst.
Protocardium striatulum Phill.
Pecten pumilus Lam.
Inoceramus sp.
Cypricardia cf. *rostrata* Sow.
Gresslya abducta Phill.
Cucullaea oblonga Sow
Macrodon sp.
Nucula Hammeri Defr.
Nucula subovalis Goldf.
Leda acuminata v. Buch
Leda cuneata Dkr. et K.
Dentalium elongatum Münst.
Belemnites sp.
Sonninia sp.
Witchellia Edouardiana Buckman (Bd. VI, Taf. 52 Fig. 8—24) mit leicht geschwungenen, fast geraden, in unregelmäßigen Zwischenräumen stehenden Rippen.
Witchellia liostraca Buckman (Taf. LIII, Fig. 11—16; Haug, Taf. X Fig. 6).
Witchellia complanata Buckman (Haug, Taf. X Fig. 5).
Witchellia cf. *complanata* Buckman (cf. Haug, Taf. X Fig. 4) mit eigentümlicher, breit sichelförmiger, zweiteiliger Berippung.

Dieser kleine Aufschluß liegt ca. 250 m nordöstlich von dem oben beschriebenen Aufschluß im Höllenbach; auch wegen der Übereinstimmung mit der oben angeführten kleinen Fossilliste könnte er vielleicht noch zu den *Polyplocus*-Schichten gezählt werden.

Erst ca. 400 m weiter talaufwärts, noch unterhalb der ehemaligen Barkser Fischteiche, fand ich:

Stephanoceras umbilicum Quenst.
Stephanoceras Seebachi Mascke (Manuskr.).
Stemmatoceras[1] sp.
Sphaeroceras sp.

Etwas weiter oberhalb stehen Schiefertone an mit Geoden, die in Menge die schon oben erwähnten Zweischaler, Alveolen von *Belemnites giganteus* Schloth. und *Dorsetensia* sp. *indet.* enthielten.

Subfurcatenschichten.

Oberhalb des letzterwähnten Aufschlusses in den Coronatenschichten werden durch den etwas nördlich 156 sich abzweigenden

[1] Aus der Formenreihe des *Am. Humphriesianus coronatus* Qu. (s. Mascke).

Forstweg magere, glimmerige Schiefertone mit Bänken von gelegentlich fossilreichen Toneisensteingeoden angeschnitten. Diese lieferten folgende Versteinerungen:

Strenoceras[1] *subfurcatum* Ziet.
Strenoceras bifurcatum Ziet.
Sphaeroceras Brongniarti Sow., klein, ziemlich häufig.
Baculatoceras[2] *baculatum* Quenst. (Taf. 70 Fig. 7). Jugendform (Taf. 70 Fig. 10) etwas häufiger.
Baculatoceras compressum Quenst. (cf. Taf. 70 Fig. 8).
Baculatoceras complanatum Mascke (Manuskr.) und andere neue Formen aus ihrer Verwandtschaft; von zwei vorliegenden Exemplaren zeigt eines auf der Externseite ein breites flaches Band, außerdem sind die Rippen über den Nabelrand ziemlich scharf nach vorn gebogen, der Querschnitt bei beiden annähernd gleich dem Typus.
Garantiana[3] *trijungens* Mascke (Manuskr.).
Garantiana sp. mit auffallend breitem, flachem Band auf der Externseite, mit ziemlich weitstehenden, kräftigen, einfachen, etwas schräg nach vorn gerichteten, fast geraden Rippen, von diesen zum geringen Teil sich abspaltend, schalten sich im oberen Drittel einfache Rippen zwischen ihnen ein.
Belemnites sp.
Pecten cingulatus Phill.
Leda Münsteri Goldf. (Taf. 124 Fig. 16).
Leda aequilatera Dkr. et K.
Nucula sp., Steinkern.
Cucullaea concinna Goldf.
Goniomya Duboisi Agass.
Lucina cf. *obliqua* Goldf. (= *despecta* Phill. Morr. and Lyc. Taf. VI Fig. 16).
Rissoina Witchelli Lyc. (Taf. 44 Fig. 12).
Dentalium entaloides Desl.
Orthacodus longidens Agass.

Im Hohlweg nordöstlich „95,6“ zwischen Westendorf und Deckbergen dürften dieselben Schichten anstehen, ich zog aus der Böschung Bruchstücke von *Garantiana subgaranti* Wetzel (Manuskript). Etwas höher liegen wahrscheinlich die mageren Schiefertone, die zurzeit östlich Segelhorst (in der Südwestecke des Forstdistrikts „17“) im Rinne'schen Grundstück aufgeschlossen sind. Hier fand sich:

Garantiana subangulata Wetz.
Garantiana tetragona Wetz.
Garantiana subgaranti Wetz. (Manuskr.).

---

[1] Formenreihe des *Am. Niortense* d'Orb. (s. Mascke).
[2] Formenreihe des *Am. baculatus* Qu. (s. Mascke).
[3] Formenreihe des *Am. Garanti* d'Orb. (s. Mascke).

Parkinsonienschichten.

War schon tiefer ein wenn auch noch geringer Sandgehalt festzustellen, so macht sich dieser nach dem Hangenden zu immer mehr bemerkbar. Daneben fällt in den dunklen, ziemlich mächtigen sterilen Tonschiefern die Menge feinverteilter Glimmerschüppchen auf. Feste, frisch blaugraue, verwittert rostbraune, sandige Toneisensteingeoden sind bankförmig, genau wie im Liegenden, eingelagert. Wenn auch im allgemeinen arm an Versteinerungen, sind sie doch, den allmählichen Anstieg zur Vorkette bedingend, an der Hand glücklicher Funde ziemlich leicht von Todemann bis zum Süntel zu verfolgen.

Der zurzeit beste, weitbekannte Aufschluß ist der Hohlweg bei den letzten Häusern Segelhorsts (an der Chaussee, zwischen Punkt 118,8 und 122), die Schiefertone sind an diesem Punkt etwas fossilreicher, die Schichtflächen sind stellenweise bedeckt von zahllosen Trümmern der gewöhnlich mulmig gewordenen Kalkschalen. Am häufigsten fanden sich zahlreiche Typen aus dem Formenkreise der *Parkinsonia Parkinsoni* Sow., die neuen, von W. Wetzel in seiner demnächst erscheinenden Arbeit beschriebenen Arten angehören; außerdem:

Belemnites giganteus Schl. ?
Trigonia interlaevigata Quenst. (Jura 67, 8).
Trigonia clavellata Sow. ? (Bruchstück).
Gresslya gregaria Ziet. (Quenst. Jura I. 61, 9); var. *magna* Quenst. (Jura 61, 11).
Gresslya sp. (cf. *sulcosa* Agass. [Taf. 12 a] aus dem terrain à chailles).
Pecten lens Sow. (Goldf. XCI, 3 b).
Nucula variabilis Sow. (Quenst. Jura 67, 25).
Leda aequilatera Dkr. et K.
Modiola cuneata Sow. (Morr. and Lyc. XIV, 8).
Cucullaea parvula Münst. (Ziet. 56, 4; Goldf. 123, 8).
Lucina sp. (cf. *Lucinopsis trigonalis* Quenst. Jura Taf. 46 Fig. 32, und *Venus macrocephali* Taf. 68, Fig. 5).
Astarte depressa Münst.
Astarte-Steinkerne aus der Gruppe der *depressa*.
Avicula Münsteri Bronn. (Goldf. Taf. 118, Fig. 2).
Pseudomonotis echinata Sow. (Lyc. and Morr. Taf. II Fig. 7; Quenst. Jura Taf. 51 Fig. 6 = *decussata* Münst., Goldf. Taf. 120 Fig. 8).
Ostrea Knorri Ziet. (Taf. 45 Fig. 2, und Quenst. Jura Taf. 66 Fig. 37—43).
Ostrea cf. *lingulata* Walter (Lyc. Taf. 33 Fig. 2).
Ostrea sandalina Goldf. (Taf. 79 Fig. 5; z. T. = *O. obscura* Sow. s. Schlippe Taf. I Fig. 5 und 6).
Ostrea cf. *wiltonensis* Lyc. (Terqu. et J. Taf. XIV Fig. 4), und nicht näher bestimmbare Fossilreste.

Durch bezeichnende Fossilien, gewöhnlich Bruchstücke von Parkinsonien konnte ich diesen Horizont nachweisen in Todemann, auf dem Felde westlich „165 Frankenburg", nördlich Deckbergen im Hohlweg nördlich „n" des Namens, bei Koverden in der Mergelgrube an der östlichen Ausfahrt, im „Segelhorster Hohlweg", am Mittelberg westlich Zahl „17" am neuen Holzabfuhrweg in der Schlucht, an der Chaussee oberhalb Barksen (bei der Zahl 188,4 und in der mit Tannen bestandenen kleinen Schlucht rechts unterhalb), am SW.-Fuß des Westerberges in der kleinen wasserreichen Schlucht und nordöstlich Pötzen am Fußweg am Waldrand unterhalb des Steinbruchs, alles Aufschlüsse, die den oberen Parkinsonienschichten angehören.

In der obersten Region, in dem ganz unscheinbaren Aufschluß an der Chaussee oberhalb Deckbergen bei Punkt 131,5 fand ich:

Parkinsonia Neuffensis Schlönb. (Schlippe Taf. V Fig. 1; Schlönb. Taf. 28 Fig. 3).
Parkinsonia sp.
Belemnites supracanaliculatus Quenst. (*canaliculatus gracilis*, Jura Taf. 65 Fig. 2 u. 3).
Pholadomya sp.
Cerithium echinatum v. Buch (Quenst. Jura Taf. 57 Fig. 15 u. 16), äußerst häufig.

Auf den Schichtflächen finden sich stengelige, flache, röhrenförmige Bildungen nicht selten.

Nicht unerwähnt lassen möchte ich einige, in vollständig gleichartigem Schieferton gefundene Fossilien.

Aus dem Hohlweg am Westfuß des Mittelbergs (südlich Zahl 24):

Belemnites fusiformis Park. ? (Morr. and Lyc. Taf. I Fig. 8; d'Orb. Terr. jur. Taf. 13 Fig. 14).
Gresslya gregaria Ziet.
Gresslya sp. var. *magna* Quenst. (Jura Taf. 61 Fig. 11).
Goniomya V-scripta Sow. (Morr. and Lyc. Taf. 13 Fig. 16 = *Parkinsoni* Quenst. Jura Taf. 68 Fig. 10, = *?Knorri* Agass.).
Pholadomya cf. *rugata* Quenst. (Jura Taf. 68 Fig. 12).
Cucullaea subdecussata Mstr., eines der vorliegenden Exemplare auffallend niedrig und lang.
Astarte depressa Goldf.
Astarte pulla Roem., sehr häufig.
Corbis sp. (cf. *laevis* Sow. Taf. 580 und Roem. Ool. Taf. 8 Fig. 3).
Ostrea sandalina Goldf. (cf. *obscura* Sow.).
Pecten Rypheus d'Orb. (Schlippe Taf. 2 Fig. 6).
Trigonia sp. (*costata* Sow. ?).

Vom Osthange des Mittelbergs (obere Chausseeböschung):
Parkinsonia sp.
Perisphinctes sp.
Modiola Lonsdalei Morr. and Lyc. (Taf. II Fig. 12).
Pholadomya cf. *rugata* Quenst.
Pleuromya Alduini Agass. (Taf. 22 Fig. 10).
Astarte pulla Roem. sehr häufig.
Pecten Rypheus d'Orb.
Nucula cf. *venusta* Terqu. et J. (Taf. XI Fig. 26—28).
Nucula variabilis Sow. (Taf. 475 Fig. 2).

Da an beiden Punkten bisher bezeichnende Ammoniten fehlen, stelle ich diese Schichten nur mit Vorbehalt zu den obersten Parkinsonienschichten, wahrscheinlich gehören sie schon zur nächsten Stufe.

Bathonien.

Würtembergicus-Schichten.

Die feinsandigen, graubraunen bis dunklen Schiefertone dieses Horizontes sind petrographisch von denen des vorigen kaum verschieden, vielleicht ist nur der Sandgehalt etwas größer geworden. Ihre Mächtigkeit ist jedenfalls nur gering, ihre untere Grenze ist zurzeit anscheinend nicht aufgeschlossen. Die vollständigsten Profile boten der Hohlweg südlich „Vorberg" im Forstbezirk 162 (nördlich Rinteln) und die steile Wand der Hauptstraße Rosentals; dieses zeigt folgende Schichten:

Profil XIV.

1.	Sandig-glimmerigen Schieferton mit Kalksandstein- resp. Toneisensteingeoden	9,00 m.
2.	Kalksandstein, mit mürben Bänken wechsellagernd	ca. 6,50 „
3.	Sandig-glimmerigen Schieferton	1,25 „
4.	Kalksandstein	0,60 „
5.	Sandig-glimmerigen Schieferton	1,50 „
6.	Mürben Kalksandstein	0,75 „
7.	Sandig-glimmerigen Schieferton	3,50 „
8.	Kalksandstein	0,50 „
9.	Sandig-glimmerigen Schieferton	ca. 1,00 „

Die Ausbeute an Versteinerungen ist beschränkt auf folgende Arten, die teils (mit „1" bezeichnet) Schicht 3 des Profils, teils (mit „2" bezeichnet) den, den Schichten des Profils entsprechenden, schwach bis stark sandigen, glimmerigen Schiefertonen entstammen, die am erstgenannten Orte unter den festen Bänken der höheren Zone anstehen:

Parkinsonia Würtembergica Opp. 1 und 2.
Parkinsonia sp. 1 und 2.
Perisphinctes sp. aus der Gruppe des *aurigerus (parabolifer* Grossouvre?). 2.
Belemnites calloviensis Opp. 2.
Belemnites cf. *calloviensis* Opp. 2.
Astarte pulla Roem., äußerst häufig. 1 und 2.
Pseudomonotis echinata Sow., äußerst häufig. 2
Ostrea Knorrii Ziet. 2.
Cucullaea subdecussata Münst. 1 und 2.
Goniomya cf *litterata* Sow (Taf. 224 Fig. 1; Morr. and Lyc. Taf. XI Fig. 3; Goldf. Taf. 154 Fig. 8). 1.
Pleuromya sp., ein größeres Exemplar davon stimmt überein mit *Lutraria rugosa* Goldf. (Taf. 152 Fig. 9), ein kleines mit *Pleuromya (Myacites) recurva* Phill. (Lyc. Taf. XXXVI Fig. 4 zeigt irrtümlicherweise eine bei Fig. 4 a nicht bemerkbare Kante). 2.
Pholadomya Murchisoni Sow., jugendliche Formen; die gestreiften an *Phol. triquetra* Agass. (Taf. 6 e Fig. 1—3) erinnernd, die dünnen, glatten wohl mit *Phol. socialis* Morr. and Lyc. (Taf. XI Fig. 3), die in den Oppelienschichten so häufig ist, identisch. 2.
Nucula variabilis Sow. 1 und 2.
Isocardia sp. 2.
Posidonomya Buchii Roem. (= *ornati* Quenst., Jura Taf. 67 Fig. 27). 2.
cf. *Sphaera Madridi* Morr. and Lyc. (Taf. VII Fig. 14). 2.
Modiola sp., wahrscheinlich *Lonsdalei*. 1.
Pinna sp. 1.
Trigonia sp. indet., ganz entfernte Ähnlichkeit mit *Trigonia Clythia* d'Orb. Kurze, trigonale, gewölbte Schale, mit gerader Vorder- und Hinterseite, Oberfläche mit 7 gebogenen, scharfen, konzentrischen Hauptrippen, darüber noch 4 kaum sichtbare Anfangsrippen, sämtliche 11 gehen nicht bis dicht an die Arealkante, sondern sind durch ein schmales, seichtes Band von ihr getrennt. Die Area ist senkrecht abgestutzt, von ziemlich weitstehenden Längslinien bedeckt, unter denen die mittelste etwas stärker ist, sie werden gekreuzt von dichter stehenden Querlinien, die auf der scharfen Arealkante Knoten verursachen; sie mißt 9 mm vom Wirbel zum Stirnrand, dieser ist 8 mm lang. 1.

Ferner viele, wegen zu schlechter Erhaltung nicht bestimmbare Bivalven. 1 und 2.

Cerithium portuliferum Piette (= *compositum* Lyc.: s. Cossmann, Bath. Gastr. Taf. 27 Fig. 8; Lyc. Suppl. Taf. 44 Fig. 9), sehr zahlreich, vermutlich auch noch andere Arten. 2.

Dieser Komplex brauner bis grauer, glimmeriger, sandiger Schiefertone, z. T. mit großen Toneisensteingeoden, die allmählich in die festen Kalksandsteine der höheren Zone übergehen, zeigt auf weite Erstreckung hin — vom Süntel bis anscheinend in die

Gegend von Lübbecke — die größte Beständigkeit, auch in faunistischer Beziehung (siehe Lohmann und v. See; der von Scholz [p. 5] vom Hohlweg am Osterberg unter den Parkinsonienschichten angeführte Aufschluß gehört auch hierher). *Parkinsonia Würtembergica* Opp., besonders häufig in flachgedrückten Exemplaren, *Parkinsonia Neuffensis* Opp., Perisphincten aus den Gruppen des *subtilis* Neum. und *aurigerus* Opp., zahlreiche Bivalven, darunter besonders sehr kleinwüchsige Formen wie *Ostrea Knorrii* Ziet., *Astarte pulla* Roem. und nicht näher bestimmbare Lucinen, Nuculen, Cyprinen, von Gastropoden zahlreiche Cerithien, erfüllen zu Tausenden das Gestein. *Parkinsonia ferruginea* Opp. ist bisher aus diesem Gebiet nicht bekannt.

Die *Arbustigerus*-Schichten.

bestehen im behandelten Gebiet hauptsächlich aus harten, im frischen Zustande graublauen, durch Lösung des kalkigen Bindemittels rostbraun verwitternden Kalksandsteinen. So stehen an

im Kleinen, verlassenen Steinbruch im östlichen Wenchenberg:

Fallen: ca. 15° N. (etwas W.).

Fester, in linsenförmigen Bänken abgesonderter, stark zerklüfteter Kalksandstein mit *Pseudomonotis echinata* Sow. 8,00 m.

im Großen Steinbruch im westlichen Wenchenberg:

Fallen: ca. 8° N.

1. Fester Kalksandstein, in linsenförmigen Bänken abgesondert 6,40 m.
2. Ebensolcher Kalksandstein . . . . . 8,60 „

In Rosenthal sind sie nach einem Zwischenraum von ca. 10 m (ohne Aufschluß) in einer Mächtigkeit von ungefähr 22 m im Hangenden des Profils XIV zu beobachten.

Die Schichten mit *Perisphinctes arbustigerus* d'Orb. bedingen die besonders deutlich markierte, sich zwischen Westendorfer und Bernser Landwehr selbst bis zur Paßhöhe erhebende Vorkette, aus welcher Erosion langgezogene Kuppen und kühn ins Vorland hinausragende Köpfe herausmodelliert hat, die die Reste der Burg Rhoden, der Oster- und Frankenburg und die wiedererstehende Schaumburg tragen. Etwas aus diesem Rahmen heraus tritt der massige Mittelberg, durch eine Verwerfung von ca. 50 m Sprunghöhe über die Vorhügel erhoben, die an der Ostseite nicht zu übersehen, während das Gelände vor dem Nordhang bis nahe an die Chaussee durch wirr übereinandergetürmte Cornbrash-Schollen be-

deckt ist, welches Bild beinahe noch übertroffen wird durch die wilde Szenerie der abgestürzten Cornbrash-Felsmassen am Nordhang des Wenchenberges.

Technisch ist der Stein, weil er zu schnell verwittert, nur schlecht verwertbar und wird daher nur zu Beschotterungszwecken gelegentlich gebrochen, die Aufschlüsse sind deshalb sehr dürftig.

Die mächtige Sandmasse der Hauptbank scheint nicht einheitlich abgelagert zu sein, vielmehr sind mächtige Linsen härteren Gesteins von mürberen, mehr Ton enthaltenden Lagen umgeben, wie dies in den alten Steinbrüchen, wo Verwitterung schon lange wirkte, wie z. B. in dem großen, verwachsenen Steinbruche im Westerberge über Bensen deutlich zu sehen ist. Die Ausbeute an Fossilien war bisher äußerst dürftig:

Belemnites Beyrichi Opp., häufig.

Pseudomonotis echinata Sow. in diesen Bänken von größter Verbreitung, während sie tiefer bis in die Parkinsonienschichten und auch noch höher hinauf (? bis in die Ornatentone) nicht selten angetroffen wird, mit erhaltener Kalkschale besonders dichtgedrängt in kalkhaltigen Lagen.

Ostrea eduliformis Ziet., häufig.

Pecten demissus Phill., eine größere Form (cf. Goldf. Taf. 99 Fig. 2) und eine kleinere (cf. Morr. and Lyc. Taf. XIV Fig. 7) häufig.

Pecten spatulatus Roem., aus einem kleinen Bruch (Distr. 22) bei Steinbergen.

Unicardium varicosum Sow.? südwestl. Hohensteinwiese, Distr. „55".

Arcomya sinistra Agass. (Taf. 91, Fig. 13; Quenst. Jura Taf. 62 Fig 2 ?), Distr. „22", Steinbruch.

Trochus Philippii Münst. (Goldf. Taf. 180 Fig. 5), vielleicht schon aus höheren Schichten. Distrikt „55".

Rhynchonella varians Schloth., vielleicht schon aus höheren Schichten. Distr. „55".

Echinobrissus clunicularis d'Orb. (Des. et Lor. Taf. 48 Fig. 7), große Varietät, aus Cornbrash-Schutt am Südfuß des Mittelberges.

Obwohl der bezeichnende Zonenammonit bisher nicht im behandelten Gebiet aufgefunden wurde, glaubte ich doch die von Lohmann (p. 12) vorgeschlagene Zonenbezeichnung annehmen zu müssen, weil außer dem häufigeren Vorkommen des *Perisphinctes arbustigerus* d'Orb. im nordwestlichen Teil des Wiehengebirges er weiter östlich von Schlunk, und von v. See für die Portagegend[1]

[1] Östlich von dem Hausbergener Fundpunkte v. See's (s. p. 644) wurde er neuerdings noch festgestellt an der dem „Roten Brink" südlich vorgelagerten Anhöhe und in dem „Fülmer Steinbruch" über dem Kleinenbremener Quertal, wo auch früher schon vereinzelt Perisphinktenreste gefunden sind.

nachgewiesen ist; außer den von K. v. Seebach (Hann. J. p. 43) angeführten Gründen, diese Schichtenabteilung als selbständig und nicht allein als bloße „Fazies" zu betrachten, sehe ich mich dazu veranlaßt durch den auffallenden Fazieswechsel mit gleichzeitig in solcher Fülle ziemlich unvermittelt auftretender Vergesellschaftung verschiedener Oppelientypen im Hangenden. Wohl nur gering dagegen zu bewerten ist der von v. See bei Häverstedt im Cornbrash gemachte Fund eines Exemplars einer *Oppelia* aus der Verwandtschaft der *aspidoides* Opp.

Aspidoides-Schichten.

Über den obersten Bänken der *Arbustigerus*-Schichten macht sich in mehr oder minder auffallender Weise vom Süntel bis zum Wiehengebirge ein schneller Fazieswechsel geltend. An die Stelle der von *Pseudomonotis echinata* Sow. erfüllten Kalksandsteine treten wieder Schiefertone. Diese Zone ist, wenn auch nur wenig mächtig, auf der ganzen Linie, wo sich nur irgend Aufschlüsse unmittelbar über dem „Eisenkalk" finden, leicht festzustellen, so wurde sie beobachtet im Hohlweg auf der Ostseite der „Osterburg" (oder Deckbärburg, s. Profil XV), in der Schlucht westlich des Heutzebergs („Schwarzer Weg", s. Profil XVI) und in dem oberen Hohlweg der Hauptstraße Rosenthals.

Profil XV.

Hangendes: Macrocephalentone (siehe im nächsten Kapitel unter b).

1. Sandige Schiefertone mit harten Kalksandsteingeoden (mit *Pseudomonotis echinata* Sow.) . . . . . 2,75 m.
2. Zäher, glimmerreicher, stark sandiger, fossilreicher Schieferton mit harten Kalksandsteinnieren und „Fucoiden" . . . . . ? 1,50 „

Liegendes: ca. 14 m aufgeschlossener Kalksandstein mit *Pseudomonotis echinata* Sow.

Profil XVI.

1. Glimmerhaltiger, feinsandiger Schieferton, zu unterst mit Oppelienbrut (ein Teil vermutlich schon Macrocephalentone . ca. 9,00 „
2. Ebensolcher Ton (mit zunehmendem Gehalt an groben Quarzkörnern) mit einer Lage pyritisch-sandiger, sehr fester, blaugrauer Geoden oolithischen Kalkes und vereinzelten körnigen Brauneisen-Schwefelkiesknollen . . . . . 0,25 „
3. Sandig-glimmeriger, fossilreicher Schieferton, stellenweise erfüllt von groben Quarzkörnern . . . . . 0,75 „

Liegendes: 30 cm stark kieseliger, oolithischer, z. T. quarzitischer Kalk mit großem Pyritgehalt, übergehend in schwach oolithischen Kalksandstein mit *Pseudomonotis echinata* Sow. und großen Austern (aufgeschlossen ca. 4 m).

In den so gekennzeichneten Tonen plötzlich über dem faunistisch eintönigen Kalksandstein eine Fülle von Arten und Individuen. Unter diesen in besonders großer Menge Oppelien von gewöhnlich 12 mm Durchmesser und darüber (vergl. Quenst. Jura p. 476 Taf. 64 Fig. 2), der Kern wohlgefüllt, die Wohnkammer verdrückt. Folgende Arten konnte ich hier sammeln:

Oppelia cf. *aspidoides* Opp.

Oppelia fusca Quenst. (cf. Jura. Taf. 64 Fig. 1 u. 2; Schlb. Taf. 30 Fig. 8).

Oppelia fusca Quenst.? (s. Waagen p. 199 und bei Schlb. Taf. 30 Fig. 12) oder *aspidoides* Opp.? (s. Waag. p. 206, bei Quenst. Jura. Taf. 64 Fig. 4).

Oppelia retrocostata Gross.? (Taf. 3 Fig. 8 u. 9).

Oecotraustes serrigerus Waagen (Ben. Beitr. Taf. 20 Fig. 7 u. 8; Grossouvre Taf. IV Fig. 2 u. 3) in mehreren Exemplaren, die zwar flachgedrückt, aber die typische Skulptur zeigen, mit vollständig erhaltenen großen, löffelartigen Ohren.

Oecotraustes cf. *inflexus* de Gross. (Taf. III Fig. 4).

Perisphinctes furcula Neum.? (cf. Balin. Taf. XV Fig. 1), verdrückt.

Perisphinctes cf. *subtilis* Neum., etwas niedermündiger als Taf. XIV Fig. 3, etwa wie Lahusen Taf. X Fig. 12; vergl. auch Quenst. Brauner Jura. Taf. 79 Fig. 22.

Perisphinctes aff. *alligatus* Leck.?, kleines Stück, das, abgesehen von geringer Verdrückung, gerundet quadratische, evolute Umgänge zeigt, mit weitem, seichtem Nabel, *alligatus*-ähnlicher Berippung, feiner, seichter Furche auf der Esternseite und zahlreichen Parabeln in regelmäßigen Abständen.

Perisphinctes sp. aus der Gruppe des *funatus* (Quenst. Ceph. Taf. XIII Fig. 7), großes Wohnkammerbruchstück von ca. einem halben Umgange, das in seiner Berippung *P. subbakeriae* d'Orb. (Blake. Taf. V Fig. 2) gleicht, während der Querschnitt niedriger und dicker ist; Loben nicht vollständig erhalten, auf der Externseite ziemlich breite, flache Furche.

Perisphinctes sp. mit *Orion*-ähnlicher Berippung, verdrückt.

Belemnites fusiformis Quenst. (Ceph. Taf. 29 Fig. 21 b).

Belemnites cf. *fusiformis* Park. (cf. Morr. and Lyc. Univ. Taf. I Fig. 8). Die Rinne reicht aber nicht so tief wie bei der Abbildung.

Belemnites canaliculatus Schl. (Quenst. Ceph. Taf. 23 Fig. 2—4).

Pholadomya Murchisoni Sow. (Agass. Taf. 4c Fig. 5—7; Roem. Ool. Taf. 15 Fig. 7), nicht selten.

Pholadomya socialis Morr. and Lyc. (Taf. 11 Fig. 7), ziemlich gemein.

Pholadomya acuticosta Sow.? (cf. Morr. and Lyc. Taf. 13 Fig. 13), schlecht erhalten.

Pleuromya rugosa Goldf. sp. (Taf. 52 Fig. 9 = *Pl. donacina* Roem. Ool. Taf. 9 Fig. 14?; dieser Abbildung lag wahrscheinlich kein vollständiges Exemplar zugrunde), äußerst häufig; die kleinen Exemplare gleichen *Pl. recurva* Phill. (Lyc. Taf. 36, bei Fig. 4 ist die Kante, die ja auch bei Fig. 4 a fehlt, wohl versehentlich gezeichnet.)

Pleuromya globata Terqu. et J. (Taf. 7 Fig. 15—17).

Gresslya peregrina Phill. (Morr. and Lyc. Taf. 15 Fig. 8).

Gresslya Alduini Goldf. (Taf. 152 Fig. 8).

Gresslya gregaria Ziet. (Quenst. Jura. Taf. 61 Fig. 9).

Goniomya proboscidea Agass. (Quenst. Jura. Taf. 62 Fig. 8).

Trigonia costata Sow. var. *elongata* (Morr. and Lyc. Taf. 5 Fig. 23).

Astarte pulla Roem. (Ool. Taf. 6 Fig. 27), typisch.

Cardium cognatum Phill. (Lyc. Taf. 36 Fig. 3).

Cyprina Davidsoni Lyc. (Taf. 36 Fig. 6).

Cucullaea subdecorata Goldf.

Nucula variabilis Sow. (Quenst. Jura. Taf. 67 Fig. 25), die größeren an *N. pectinata* Ziet. (Fig. 24) erinnernd.

Modiola tenuistriata Münst. (Morr. and Lyc. Taf. 4 Fig. 6).

Modiola Lonsdalei Morr. and Lyc. (Taf. 4 Fig. 3), unter den Stücken eine besonders große Varietät.

Ostrea Wiltonensis Lyc. (Taf. 34).

Ostrea sp.

Posidonomya Buchii Roem. mit Radialstreifung.

Lima punctata Sow. (Morr. and Lyc. Taf. 15 Fig. 5; Goldf. Taf. 101 Fig. 2).

Pecten demissus Phill. (Goldf. Taf. 99 Fig. 2).

Lithodomus Ponteri Lyc. (Taf. 40 Fig. 29), nicht selten, in den oben erwähnten Schwefelkiesknollen.

Avicula Münsteri Bronn (Goldf. Taf. 118 Fig. 2), nicht selten.

Pseudomonotis echinata Sow. (Morr. and Lyc. Taf. 2 Fig. 7), sehr häufig.

Thracia oolithica Terqu. et J. (Taf. 8 Fig. 11 u. 12).

Rhynchonella varians Schlth. (Quenst. Jura. Taf. 66 Fig. 25), sehr häufig.

Serpula tetragona Sow., Spiralen von 2—3 Umgängen und einer kurzen, geraden Strecke, gewöhnlich als Steinkern erhalten, äußerst häufig; am Abdruck fehlt augenscheinlich die 5. Kante der von Goldfuss (Taf. 67 Fig. 15) als *lituiformis* Münst. angegebenen Spezies, mit der die vorliegende sonst große Ähnlichkeit hat.

Coniferenholz.

Ferner sind noch zu erwähnen eigentümliche stengelige Ausfüllungen von oft sehr langen Röhrchen flach ovalen Querschnitts („Fucoiden"?) und eine Anzahl nicht bestimmbarer, zu schlecht erhaltener Muscheln.

Weiter nach O. sind die von Scholz (p. 6) angeführten, „über dem obersten, stark eisenschüssigen, sehr grobkörnigen Sandstein eines kleinen Steinbruches nordöstlich Haddessen folgenden grünlichen bröckeligen Mergel mit: *Oppelia aspidoides* Opp., *Rhyn-*

chonella varians Schloth., *Pseudomonotis echinata* Sow., *Posidonomya cf. Buchii* Roem., *Pleuromya donacina* Roem." der Zone der *Oppelia aspidoides* Opp. zuzurechnen. Ob die drei kleinen (bis 15 mm Durchmesser), wie gewöhnlich in diesem Horizont ockerig erhaltenen, von Scholz als „*aspidoides* Opp." angeführten Oppelien wirklich solche sind, ist wohl kaum zu entscheiden.

Weiter westlich, in der Portagegend, gehören in diese Zone die „stark sandigen, fußdicken Mergelschieferbänke, oft mit großen Quarzkörnern, selten nur mit undeutlichen Fossilien: einige sehr kleine, 0,5—1 cm, ockerig erhaltene Individuen von *Oppelia* sp., *Pecten demissus* Phill., *Pseudomonotis echinata* Sow., *Pholadomya Murchisoni* Sow. non Goldf., *Pholadomya* sp. cf. *ovulum* Ag., *Belemnites subhastatus* Ziet.," die K. v. See beschreibt. In ganz ähnlicher Entwicklung finden wir sie bei Lübbecke wieder (s. Lohmann p. 14), hier hat sich bereits „eine gegen 2,9 m über den *Arbustigerus*-Schichten liegende, 20—30 cm dicke, groboolithische, fossilreiche Kalkbank mit vereinzelten Quarzkörnern" eingeschoben. Noch weiter westlich ändert sich das Bild noch mehr in der von Lohmann angegebenen Weise.

Callovien.

Macrocephalenschichten.

Diese Zone, schon seit langem aus dem Weser-Wiehengebirgszuge in ihrer Entwicklung als Bausandstein und Eisenstein bekannt, ist in dessen östlichem Teile, auch nicht in jüngster Zeit, kaum über die Porta hinaus mit Sicherheit nachgewiesen. Im behandelten Gebiet konnte sie beim Mangel günstiger natürlicher Aufschlüsse auch nur erschürft werden. An neun Punkten war eine genauere Untersuchung möglich, danach zeigen die Macrocephalenschichten folgende Ausbildung:

a) In einem von mir seinerzeit mit Erlaubnis der Fürstl. Bückeb. Forstbehörde in einem Wasserriß nordwestlich Steinbergen angelegten Schurfe wurde beobachtet:

> Magerer, glimmerreicher Schieferton, der große Linsen in frischem Zustande festen, graublauen, kristallinisch erscheinenden Kalkes enthält; durch Verwitterung und Auslaugung wird dieser zu einem sehr mürben, braungelben, tonigen Gestein, in dem Oolithstruktur vorherrscht oder nur in Nestern auftritt. Die nicht seltenen, aber gewöhnlich sehr ungünstig erhaltenen und flachgedrückten Fossilien scheinen auf diese Kalkoolithlinsen beschränkt zu sein.

Weiter östlich wurden die Macrocephalentone im Deckberger Quertale durch Bruchstücke von Macrocephalen und Perisphincten nachgewiesen.

b) Am Ostfuß der Osterburg wurden sie im Hangenden des Profils XIV erschürft:

Stark sandige, dunkle, glimmerreiche Schiefertone mit linsenförmigen Einlagerungen harten, dünnplattigen Sandsteins und kleinen tonigen Sandsteinnieren; in den Tonen und Sandsteinlinsen Macrocephalen, Perisphincten, Belemniten. Die Tone sind hier 4 m mächtig aufgeschlossen.

c) Am „Schwarzen Weg" stehen an:

1. Magere Schiefertone, in denen macrocephalenartige Reste und Keppleriten gefunden wurden . . . . . ? 30,00 m.
2. Fossilreiche, mürbe Sandsteinbank (Macrocephalen, Keppleriten, Perisphincten, Bivalven, Gastropoden und besonders zahlreiche Belemniten und Phosphoritknollen) und eine zweite mürbe Sandsteinbank mit eingelagerten großen Geoden sehr festen, sandig-oolithischen Kalkes . . . . . 0,40—0,50 „
3. Quarzitische Bank . . . . . bis zu 0,12 „

Anschließend die Schichten des Profils XV.

d) In Rosenthal treten die gleichen Tone zutage im oberen, W.—O. gerichteten Hohlweg der Hauptstraße des Dorfes.

e) Ein größeres Profil wurde durch den Holstein'schen Brunnen (Rosenthal) erschlossen, der bis zu einer Tiefe von 24 m niedergebracht, zwar kein Wasser, aber reiche Fossilausbeute lieferte, leider ist dies von Herrn Lehrer Holzapfel (vormals in Rosenthal) zusammengebrachte Material in unbekannte Hände übergegangen. Soweit der seinerzeit noch z. T. vorhandene Bauschutt und der übrige Befund ein Urteil zuläßt, besteht hier die Zone ebenfalls aus einer

ziemlich mächtigen Folge dunkelgrauer, ebenfalls sehr magerer und glimmerhaltiger bröckeliger Schiefertone, die aber allem Anschein nach keine festeren Einlagerungen enthalten. In ihrem oberen Teile sind sie den typischen Ornatentonen noch ähnlicher geworden. Auf den Schichtflächen finden sich häufig breite, flache Stengel unbekannter Entstehung, die an Baculiten des Turons und Cenomans erinnern.

f) 4 km weiter östlich wurde die Zone in einem am NW.-Hang des Amelungsberges steil hinaufführendem Hohlwege festgestellt:

Magere Tone mit linsenförmigen Einlagerungen feinkörnig-glimmerigen, mürben Sandsteins, dessen ursprünglicher Kalkgehalt in hohem Maße ausgelaugt ist. Diese festeren Partien enthalten Phosphoritknollen und lieferten hauptsächlich die Fossilien.

g) Ende Herbst 1908 wurde im Distrikt „26", dicht unterhalb der scharfen Biegung der Chaussee nach Langenfeld ein mehrere Meter tiefer Brunnen angelegt, der den erhöhten Wasserbedarf der Hessisch-Oldendorfer Wasserleitung liefern sollte. Es wurden hier zutage gefördert:

schwarzer, sandig-glimmeriger Schieferton, der im frischen Zustande äußerst zähe und fest war, binnen kurzem ist er jedoch, der Verwitterung ausgesetzt, zerfallen. Er ist erfüllt von vorwiegend verdrückten Fossilien, besonders Perisphincten. Vereinzelt kamen Phosphoritknollen darin vor. Auf den Schichtflächen finden sich äußerst häufig an „Fucoiden" erinnernde, leicht abblätternde Stengelchen.

Während das eben beschriebene Vorkommen, besonders nach dem petrographischen Befund, der große Ähnlichkeit mit den typischen Ornatentonen erkennen läßt, höchst wahrscheinlich den höheren Macrocephalenschichten zuzurechnen ist, zeigen die letzten beiden Fundpunkte, die schon nach ihrer Lagerung auf ein tieferes Niveau schließen lassen, vollkommene petrographische Übereinstimmung mit den vom Amelungsberg (unter f) beschriebenen Verhältnissen.

h) Der eine von diesen liegt am Fußwege nördlich des Kreuzungspunktes der Straßen von Langenfeld, Barksen, Zersen und Hohenstein, jenseits des Baches,

i) der andere liegt bereits im Süntelgebiet im Distrikt „38" („Langes Föhrtal" oder „Langefeuer") am Treuebach.

Im ganzen fanden sich in den Macrocephalentonen des untersuchten Gebiets folgende Arten:

Macrocephalites macrocephalus Ziet. (teste Greif). Wohl an den meisten der oben angeführten Fundpunkte vertreten; von a zwei vollständige, bis ans Ende gekammerte Lobenexemplare, die, bei gleicher Größe, mit Zieten: Verstein. Württemb. Taf. 5 Fig. 4 die größte Übereinstimmung zeigen; von g ein weiteres, gut kenntliches Stück. Im übrigen sind nur zahlreiche Bruchstücke vorhanden, die wohl derselben Art angehören, darunter eines von a, zum großen Teil flachgedrückt, mit einem Teil der vollkommen glatten Wohnkammer, auch von f liegen mir solche vor, außerdem von i ein nahezu vollständiges Wohnkammerbruchstück eines Exemplars, dessen Durchmesser ca. 250 mm betragen haben mag.

Macrocephalites subcompressus Waagen (Kutch. Taf. 34 Fig. 1) ist allem Anschein nach neben der vorigen Art im untersuchten Gebiet der häufigste Macrocephalitentyp. Von a liegt mir ein ziemlich vollständiges Stück vor von etwa 100 mm Durchmesser, das, abgesehen vom Querschnitt — das Exemplar ist wohl bis zur Hälfte seitlich verdrückt —, die von Waagen (Pal. Ind. Kutch. p. 139) angegebenen Artcharaktere zeigt:

Allem Anschein nach höhere als breite Umgänge, außen gerundet, Nabel ziemlich weit, darin eine Zwischenstellung zwischen *magnumbilicatum* und *semilaeve* Waag. einnehmend; senkrechte, glatte Nabelwand, zahlreiche zwei- und dreispaltige, über der Nabelkante entspringende, nach vorn geschwungene, nicht sehr hohe, gerundete, fast lamellenartige Rippen. Die Spaltungsstelle der Rippen liegt ungefähr auf der Seitenmitte, die Rippen erscheinen hier gewöhnlich fast unmerklich nach hinten geknickt.

Macrocephalites cf. *subcompressus* Waagen. h.

Macrocephalites transiens Waag. (Noetling Baluchistan. Taf. 10 Fig. 1; Kutch. Taf. 32 Fig. 2 u. 3). Zwei unverdrückte größere, vollständig gekammerte Bruchstücke von a, die die typische Berippung und den gleichen Querschnitt der Abbildung zeigen.

Macrocephalites tumidus Rein. (teste Greif). Kleinere, darunter zwei ausnahmsweise unverdrückte Exemplare von g.

Macrocephalites cf. *tumidus* Rein. Eine besonders durch vorwärts geschwungene Rippenstiele auffallende Zwischenform zwischen *M. tumidus* Rein. und *M. rotundus* Quenst., zwei älteren Arten, die Herr Greif in seiner Arbeit neu präzisiert. e.

Macrocephalites intermedius Greif. Ein vollständiges, ganz unverdrücktes Lobenexemplar von a, das nach einer liebenswürdigen Mitteilung von Herrn Greif und mir freundlichst gestattetem Vergleich mit dem fränkischen Material, der neuen Art aus dem Callovien des Staffelbergs zuzurechnen ist. Außerdem ein Bruchstück von b.

Sodann fanden sich in a, b, c, f, g, h, i zahlreiche Stücke, die wegen ihrer Erhaltung nicht sicher auf bestimmte Arten zu beziehen waren.

Sphaeroceras microstoma d'Orb. (Pal. fr. Terr. jur. Céph. Taf. 148 Fig. 3 u. 4), in Größe, Dicke und Berippung mit der von d'Orbigny gegebenen Abbildung übereinstimmend, ungefähr wohl zwischen Quenst. Br. Jura Taf. 78 Fig. 5 und Fig. 7 stehend, von der ungefähr einen Umgang einnehmenden Wohnkammer scheint nur sehr wenig zu fehlen, die letzten Scheidewände liegen darunter wie bei Taf. 78 Fig. 6, auf dem Beginn des letzten Umgangs ist die noch nicht so besonders kräftige Berippung in der Siphonallinie durch ein nach vorn schnell verschwindendes, flach eingesenktes, glattes Band unterbrochen, auf der letzten Hälfte stellen sich ziemlich unvermittelt fast doppelt so breite, ebenfalls flache Rippen ein. a.

Kepplerites Keppleri Opp. Mehrere vollständige Exemplare, die mit v. See Taf. 23 Fig. 4 vollkommen übereinstimmen.

Kepplerites cf. *Keppleri* Opp. Der vorigen Art sehr ähnlich, jedoch weitnabeliger und weniger aufgebläht. a.

Kepplerites hexagonus Behrendsen (Manuskr.). Im geologischen Museum in Göttingen liegen unter dem Namen *Cosmoceras hexagonum* Behr. ziemlich zahlreiche Stücke einer noch unbeschriebenen Form Lechstedter Macrocephalenschichten. Diese Art sammelte ich auch in mehreren Exemplaren in den Macrocephalentonen von Steinbergen, sie sind mit Mundrand erhalten, während mir von Lechstedt nur Formen ohne

Wohnkammer vorliegen. Es ist eine kleinwüchsige Form, die auffallend an solche der Subfurcatenschichten erinnert. Höchst wahrscheinlich bei einem Durchmesser von ungefähr (im Maximum) 30 mm waren sie ausgewachsen. Bei einem Durchmesser von 20 bis zu 30 mm ist die Querschnitthöhe der Dicke gleich. Die größte Dicke liegt hier über dem abgerundeten steilen Nabelrande. Bei den jüngeren Windungen nimmt die Querschnitthöhe im Verhältnis zur Dicke, der Anfangskammer zu, ganz allmählich ab, die größte Dicke verschiebt sich entsprechend zur Flankenmitte. Weitnabelige, wenig umfassende Windungen. Die Skulptur besteht aus 25—30 kräftigen, schräg nach vorn, selten radial gestellten, geraden Rippen, ihre Stiele sind über dem Nabelrand sanft nach vorn geschwungen. Noch etwas unterhalb der Flankenmitte spalten sich die Rippen ganz regelmäßig in zwei, seltener drei Äste, hin und wieder schalten sich unpaare Rippen ein. Über die relativ schmale, externe Abflachung gehen sie etwas geschwächt hinüber, nur selten sind sie in der Siphonallinie ganz unterbrochen. An der Spaltungsstelle sowie neben der externen Abflachung sind die Rippen durch Knötchen verziert. Die Wohnkammer umfaßt ungefähr einen Umgang, der Mundrand ist in der Verlängerung der Spaltungslinie der Rippen jederseits zu einem kleinen Ohre ausgezogen.

Proplanulites Koenighi Sow. (cf. Teiss. Taf. IV Fig. 1; Taf. 5 Fig. 1 c und 3 b). Ein ausnahmsweise verkiest erhaltenes Gehäuse von e, von einem Durchmesser von 26 mm, das sich in Berippung und Lobenzeichnung den von Teisseyre abgebildeten Typen nahe anschließt, sich von ihnen aber durch weiteren Nabel unterscheidet, außerdem umfassen sich die Umgänge kaum bis zur Hälfte. Ein etwas größeres Windungsbruchstück zeigt dieselben Eigenschaften. Ein Stück von g gleicht Teiss. Taf. 4 Fig. 1 u. 2; Taf. 5 Fig. 3.

Proplanulites arciruga Teiss. (Krak. Akad. Taf. 4 Fig. 9). g.

Proplanulites sp. i.

Perisphinctes rectangularis Siem. (Monogr. Taf. 22 Fig. 22; „*alligatus*“ Par. et Bonar., Chanaz Taf. 9 Fig. 1). Von dieser Art fand ich in a außer einem kleineren Stück von einem Durchmesser von 45 mm ein ziemlich vollständiges Exemplar (Steinkern) von einem Durchmesser von 80 mm, das nach Querschnitt (Chanaz Taf. 9 Fig. 1 a) und Berippung bereits (bei dieser Größe die letzten 10 Rippen 3 gespalten) dem Turiner Exemplar näher steht, im äußeren Habitus jedoch mehr dem Krakauer (Siemir. Mon. Taf. 22 Fig. 22) gleicht, das anscheinend, wie auch meines, nicht so sehr die seitliche Abflachung zeigt. Da das kleinere Exemplar nahezu vollständig mit der Abbildung von *P. alligatus* Leckenby (Quart. Journ. Geol. Soc. **15**. Taf. 2 Fig. 2) übereinstimmt — vielleicht nur durch gerundete Flanken vom Original unterschieden — und im großen und ganzen dieselben Eigenschaften wie das größte Exemplar zeigt, erscheint es mir doch noch zweifelhaft, ob nicht Parona und Bonarelli ihr Exemplar zu Recht mit *P. alligatus* Leck. identifizierten. a.

Perisphinctes subtilis Neum. Stücke einer grob gerippten Varietät vom Querschnitt der von Neumayr (Balin. Taf. 14 Fig. 3) gegebenen Abbildung,

von der sie sich durch doppelt so weit stehende, kräftige Rippen unterscheidet, und einer feiner gerippten Varietät, die auch im allgemeinen niedermündiger zu sein scheint (cf. Lahusen Rjasan Taf. 9 Fig. 12). Von a, b und g. Von b liegt außerdem eine kleine Form vor von 16 mm Durchmesser von *subtilis*-ähnlichem Habitus, jedoch alternieren ungeteilte mit zweispaltigen Rippen.

Perisphinctes Comptoni Pratt (Taf. 4 Fig. 1; Nikitin Elatma. Taf. 1 Fig. 4 und Taf. 8 Fig. 40 = *submutatus* Nik.; Teiss.: Rjasan. Taf. 5 Fig. 39, Taf. 6 Fig. 36—38 = *subaurigerus* Teiss.; Quenst. Amm. des schwäb. Jura. Taf. 81 Fig. 30—34; cf. Parona et Bonar. Taf. 10 Fig. 2). Diese Art, von Siemiradzki (Monogr. p. 136) wohl nicht ganz richtig als allein auf das „mittlere Callovien mit Cosmoc.-Jason Mittel- und Nordeuropas" beschränkt angegeben, fand sich in mehreren typischen Stücken. Rechteckiger, abgerundet bis ovaler Windungsquerschnitt; abgeplattete Flanken; gerundete, jedoch deutliche Marginalkante; flachgedrückte Externseite; mehr oder weniger dichte Berippung; die über dem Nabelrande schwach nach vorn gebogenen, bei älteren Windungen merklich angeschwollenen Hauptrippen — dies bei einem Exemplar bereits bei einem Durchmesser von 45 mm beobachtet — setzen sich geradlinig, vor dem Mundrand gebogen, schräg nach vorn gerichtet in dichten oder etwas weiteren, gewöhnlich regelmäßigen Abständen voneinander über die Flanken fort. Etwa in der Flankenmitte gehen sie in gewöhnlich drei schwächere Äste über, deren Gabelungsstelle gewöhnlich ganz verwischt ist („unbestimmte Gabelung" s. Quenst. Br. Jura. p. 696), so daß der Eindruck loser Schaltrippen hervorgerufen wird. Zur Mediane der Externseite hin ist die Berippung selten merklich nach rückwärts gebogen, jedoch stets deutlich abgeschwächt oder ganz durch ein glattes, schmales Band unterbrochen. Das größte Stück (Durchmesser 58 mm) zeigt den typischen, schwertförmig ausgezogenen Mundrand. Die selten beobachteten (vergl. Nikitin, Elatma, unter *submutatus* p. 108), wenig tiefen Einschnürungen konnten an einem bis zu einem Durchmesser von 53 mm erhaltenen Stück, namentlich deutlich auf dem äußeren Umgang, konstatiert werden. Parabelknoten wurden nicht beobachtet, da die inneren Windungen durchweg zu schlecht erhalten sind. a.

Perisphinctes curvicosta Opp. (Quenst. Ceph. Taf. 8 Fig. 2 — Querschnitt 2 b entspricht nicht 2 a, zu hochmündig! — Waagen Kutch. Taf. 39 Fig. 5 u. 6). Nur ein mäßiges Bruchstück, das wohl dieser Art angehören dürfte. Länglich ovaler Querschnitt, Nabelkante abgerundet, Flanken etwas abgeflacht, die Berippung besteht aus ziemlich weitstehenden, recht kräftigen, sichelförmig nach hinten gekrümmten, auf der Flankenmitte regelmäßig zweigespaltenen Rippen, zwischen die sich einzelne Dorsalrippen lose einschalten. Mitten auf der Externseite ist eine geringe Abschwächung der Rippen bemerkbar. a.

Perisphinctes furcula Neum. (Balin. Taf. 15 Fig. 1. Querschnitt 1 b verzeichnet, hochmündiger als 1 a!). Windungsbruchstücke von f, die in ihren morphologischen Verhältnissen vollkommene Übereinstimmung mit den durch v. See (p. 698) beschriebenen Stücken zeigen. Langsam an Höhe

zunehmende, einander zu einem Viertel ihrer Höhe umfassende Umgänge, höheren als breiten, gegen die Externseite zu verschmälerten Querschnitts, mit flachen Flanken, gerundeter Externseite und steil abfallendem Nabelrand. Ebenfalls die Berippung entspricht der von Neumayr (Balin. p. 41) gegebenen, von Siemiradzki (Monogr. p. 299) vervollständigten Beschreibung. Außerdem ein gut erhaltenes Wohnkammerbruchstück mit Mundrand von a, das einem stark evoluten Gehäuse von einem Durchmesser von 75 mm angehört hat; der Querschnitt mißt 22 : 19 mm; der Nabelrand fällt beim vorliegenden Stück nicht besonders steil ab. Die äußerst regelmäßige, relativ dichte Berippung besteht aus groben, radial gerichteten, im oberen Drittel gewöhnlich zwei- oder dreigespaltenen, geraden Rippen, die ununterbrochen über die schwach gewölbte Externseite hinwegsetzen. Der bisher unbekannte Mundsaum zeigt Ähnlichkeit mit dem von *mosquensis* (Siem. Monogr. p. 104), die Seitenohren sind jedoch gerade vorwärts gestreckt, ziemlich kurz und breit und liegen etwas näher dem Nabel als der Externseite. Der umbonale Ausschnitt tritt stark zurück und ist tief bogenförmig eingeschnitten. Die Berippung erleidet in der Nähe des Mundrandes keine wesentliche Veränderung. Eine kragenartige Bildung ist durch die nach vorn geneigte Einschnürung angedeutet.

Perisphinctes cf. *elegans* Siem. (nach Siem. = *Sciutoi* Gemm., Siem. in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **46**. Taf. 40 Fig. 2). Mit Vorbehalt mich der von Siemiradzki über *Perisphinctes Sciutoi* Gemm. (Monogr. p. 128) ausgesprochenen Auffassung anschließend, der darunter anscheinend doch nicht ganz gleichwertige Elemente zusammenfaßt, rechne ich dazu zwei kleinwüchsige Perisphincten aus der Formenreihe des *Perisphinctes sulciferus* Opp. mit sehr einfacher Lobenlinie, die namentlich in der Berippung große Übereinstimmung mit dem von Siemiradzki zuerst unter dem Namen *elegans* beschriebenen Perisphincten zeigen. a.

Perisphinctes funatus Opp. (Neum. Balin. Taf. 14 Fig. 1). Auch hier scheinen Vertreter aus dieser Gruppe nicht selten zu sein. Von a liegen mir Exemplare vor bis zu einem Durchmesser von 150 mm, das größte zeigt große Übereinstimmung mit der von Neumayr gegebenen Abbildung, äußerst verästelte, typische Lobenlinie, gleiche Berippung und Involution. Auch der Querschnitt scheint nicht wesentlich verschieden zu sein, soweit man ihn überhaupt mit dem ebenfalls stark verzeichneten Querschnitt Taf. 14 Fig. 1 a vergleichen kann. Weiter lieferten f und i Perisphincten, die der Gruppe des *funatus* zuzurechnen sind.

Perisphinctes Orion Opp. (Neum. Balin. Taf. 10 Fig. 2 u. 3; Waagen Kutch. Taf. 37 Fig. 3). Hierzu möchte ich etwas größere Windungsbruchstücke (bis zu einem vermutlichen Durchmesser von 100 mm) rechnen, die nach den z. T. recht kenntlichen Loben und nach dem Querschnitt (etwas höher als breit) gut mit den angegebenen Abbildungen übereinstimmen, die Berippung erinnert jedoch mehr an *Perisphinctes pseudofrequens* Siem. (Monogr. Taf. 21 Fig. 12), wozu dieser ja auch den, gewöhnlich als *Orion* gedeuteten, häufigsten Typ von Swinnitza, *Amm. triplicatus* var. *banatica* Kudernatsch (Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. **1**. Taf. 4) rechnet. a.

Perisphinctes Moorei Opp. (Neum. Balin. Taf. 13 Fig. 1). g.

Perisphinctes cf. *Moorei* Opp. Berippung ähnlicher Waagen Kutch. Taf. 37 Fig. 3 und Balin. Taf. 10 Fig. 2, die Lobenlinie zeigt jedoch mit der von *Moorei* (Balin. Taf. 13 Fig. 1) große Übereinstimmung. g.

Perisphinctes Bieniaszi Teiss. (Lahusen Rjasan. Taf. 7 Fig. 11—12). Das etwas unvollständige, stark verdrückte Exemplar hat einen Durchmesser von ca. 125 mm. Die Berippung besteht aus 34 kräftigen, unmittelbar über der Nabelkante (am Nabelrand beginnend) etwas vorspringenden, vorwärts geneigten Rippen, die sich unregelmäßig, ungefähr in der Flankenmitte, in gewöhnlich 3 Äste spalten. Die im allgemeinen charakteristische Krümmung der Externrippen nach rückwärts ist bei diesem Stücke nicht sehr ausgesprochen (s. Siem. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **46**. p. 522!). Wenige, nur unmerklich nach vorn gerichtete Einschnürungen sind vorhanden. Im übrigen die Merkmale der schönen Abbildung. g.

Perisphinctes patina Neum. (Geol. Jahrb. 1870. Taf. 8 Fig. 1). i.

Perisphinctes Recuperoi Gemellaro (Waagen Kutch. Taf. 43 Fig. 1; Gem. Sic. Taf. 5 Fig. 9 u. 10). Ein Stück, nach dem Querschnitt zwischen den beiden angeführten Abbildungen stehend, die Loben stimmen mit den von Siemiradzki (Monogr. p. 295) wiedergegebenen überein. Formen aus der Verwandtschaft des *Recuperoi* scheinen hier, nach mehreren Bruchstücken zu schließen, etwas häufiger zu sein. i.

Perisphinctes Rossicus Siem. (Lahusen Rjasan. Taf. 9 Fig. 6 a = *mosquensis* Lah., s. Siem. Monogr. p. 106). Einige Stücke bis zu einem Durchmesser von ca. 105 mm, von länglich rechteckigem Querschnitt. Die an den vorliegenden Stücken hauptsächlich dichotomen — nur selten ungespaltenen — oder durch Einschaltung vermehrten Seitenrippen haben einen auffallend regelmäßig radialen Verlauf, bei einem Bruchstück sind sie ziemlich stark nach vorwärts geschwungen. Die Externseite ist anscheinend ziemlich flach. Die Rippen setzen auf der Schale entweder geradlinig, mit kaum merklicher Unterbrechung darüber hinweg, oder zeigen nur auf der Mitte eine nach hinten gerichtete stumpfe Knickung (wie bei Lah. l. c. Taf. 9 Fig. 5 b), auf dem Steinkern sind sie durch ein glattes, etwas eingesenktes, sehr breites Band unterbrochen. Loben sind nicht zu sehen. Ein von Häverstedt stammendes Exemplar des Göttinger Museums, das v. See (p. 698: „*Perisphinctes mosquensis* Fisch.“) beschreibt, zeigt ganz analoge Verhältnisse, dürfte daher auch als *Perisphinctes Rossicus* Siem. zu bezeichnen sein. g.

Perisphinctes scopinensis Neum. (Lahusen Rjasan. Taf. 9 Fig. 7; Teisseyre Rjasan Taf. 7 Fig. 45 u. 46). Ein Gehäuse von ca. 50 mm im Durchmesser, Wohnkammer und einige Luftkammern sind als Steinkern erhalten, die inneren Windungen nur im Abdruck. Es sind im wesentlichen die Merkmale dieser Art vorhanden, jedoch zeigt die Wohnkammer viel gröbere Berippung als die Abbildung.

Perisphinctes sp., Gruppe des *mosquensis* Fisch. (cf. Lahusen Rjasan. Taf. 9 Fig. 9 u. 10). h. Ein weiteres Stück von a mit zusammengeklapptem *Aptychus* in der Röhre.

Aptychus sp. in der verdrückten Röhre eines triplicaten Perisphincten.

Außerdem liegt von allen Fundpunkten noch eine mehr oder minder große Anzahl Perisphincten vor, die wegen ungünstiger Erhaltung bei dem Mangel eines größeren Vergleichsmaterials nicht bestimmt werden konnten. Fundpunkt g ergab die größte Ausbeute an Perisphincten, die zwar vollständig mit Schale erhalten, jedoch größtenteils flachgedrückt sind. Ich fasse die zahlreichen, vorläufig nicht näher präzisierbaren Typen nach Quenstedt zusammen unter dem Sammelbegriff des *Ammonites convolutus plicomphalus* resp. *dilatatus* Quenst., es sind darunter Formen zu suchen aus den Kreisen des *funatus*, des *Orion*, des *Recuperoi* und andere. Besonders in die Augen fallen die riesigen Wohnkammerbruchstücke, wie solche bis zu einer Windungshöhe von 80 mm zahlreich beobachtet wurden, die jedoch auch nicht auf eine bestimmte Art bezogen werden konnten.

Belemnites Calloviensis Opp. (Quenst. Ceph. Taf. 29 Fig. 15—19). An den meisten Fundpunkten recht häufig (b, e, h, i), unter den Stücken eine auffallend schlanke Form von 50 mm Länge, 4—5 mm Dicke (b). Von e liegt eine 62 mm lange, 10½ mm breite und 7 mm hohe Form vor, ferner verschiedene andere, darunter sehr schlanke Varietäten.

Belemnites canaliculatus Schloth. Vollkommen typische Exemplare wurden nicht gefunden. Von a und i Quenst. Ceph. Taf. 29 Fig. 4 sehr nahe stehende Stücke, das von i durch fast bis zur Spitze reichende Ventralfurche davon verschieden; außerdem von diesem Fundpunkt eine dicke Form, die nur mit Vorbehalt hierher zu rechnen sein dürfte, im Gegensatz zu Cephal. Taf. 29 Fig. 1 u. 5 (diese „zylindrisch") ziemlich ausgesprochen konisch. Von h ein Exemplar von der Größe der Fig. 1 d'Orb. Taf. 12, jedoch nach oben sich verjüngend, unten ganz stumpf endigend.

Belemnites hastatus Blainv. Am besten mit Phillipp's Part. V Taf. 28 Fig. 690, 2 übereinstimmend, deren Durchmesser in dem dicksten Teil nicht ganz erreicht wird. Die Furche reicht nahezu bis zur Spitze (cf. d'Orb. Taf. 18 Fig. 1, Gemellaro Faune Giuresi e Liasiche Taf. 5 Fig. 1). g.

Belemnites subhastatus Ziet. (Verst. Württ. Taf. 21 Fig. 2). Nur ⅔ der Größe der Abbildung, aber im Querschnitt und im übrigen dieselben Verhältnisse. d.

Belemnites cf. *Bessinus* d'Orb.? (cf. Morr. et Lyc. Taf. 1 Fig. 5).

Pholadomya Murchisoni Sow. (Roem. Ool. Taf. 14 Fig. 7) nicht selten: a, f, h, i. Von a ein Stück mit auffallend spitzem Wirbel, von i unter anderen solche Formen, die größte Übereinstimmung mit *Pholadomya deltoidea* Sow. (Lyc. Taf. 42 Fig. 4) und mit *Ph. Philipsi* Morr. (Lyc. Taf. 42 Fig. 2) zeigen.

Pholadomya socialis Morr. and Lyc. (Taf. 11 Fig. 7), ziemlich häufig. i.

Pholadomya ovulum Agassiz (Taf. 3 b Fig. 1—6; Lyc. Taf. 35 Fig. 18). a, i.

Pleuromya rugosa Goldf. (Petref. Germ. Taf. 125 Fig. 9 = *Lutraria donacina* Roem. Ool. Taf. 9 Fig. 14 s. oben!). Auch in diesem Horizont nicht selten. a, i.

Gresslya Alduini Goldf. (Petref. Germ. Taf. 152 Fig. 8). a, h, i.

cf. *Ceromya concentrica* Sow. ? (Morr. and Lyc. Taf. 10 Fig. 3 und Taf. 36 Fig. 5), flachgedrückte Exemplare, so daß eine sichere Identifizierung nicht möglich ist. i.

Cyprina Loweana Morr. and Lyc. (Great Ool. Taf. 8 Fig. 2). Stirnrand der Abbildung wohl nicht ganz naturgetreu wiedergegeben, bei vorliegendem Exemplar vollständig gerundet wie bei *Davidsoni* (Lyc. Taf. 36 Fig. 6 a), die jedoch niedriger ist. a.

Lima strigillata Laube (Balin. Taf. 1 Fig. 9). Ein Stück, das gut mit der Abbildung übereinstimmt; die konzentrischen Zwischenrippchen stehen nicht so dicht wie bei *tenuistriata* Münst. (Goldf. Taf. 101 Fig. 3 b u. d). i.

Lima punctata Sow. (Morr. and Lyc. Taf. 15 Fig. 9). g.

Pecten (Chlamys) cf. ? *etivyensis* Lor. (Jura Lédonien. Taf. 24 Fig. 1). Ein Stück ohne Ohren, anscheinend Innenseite; Form der Schale, Zahl der dicht gedrängten Rippen stimmt mit der Abbildung überein, es fehlt die konzentrische Streifung. g.

Pecten lens Sow. g.

Avicula costata Sow. (Morr. and Lyc. Taf. 2 Fig. 6 a). g.

Inoceramus sp. indet. g.

Modiola Lonsdalei Morr. and Lyc. (Schlippe Taf. 2 Fig. 12). Obwohl seitlich verdrückt, wohl mit der von Schlippe abgebildeten, „der im Cornbrash von Wilshire häufigen Form" identisch, die von Morris und Lycett wiedergegebene (Taf. 4 Fig. 3) ist schmaler. Oberfläche von zahlreichen zarten Anwachslinien mit vereinzelten stärkeren Runzeln bedeckt, Schloßrand geht nicht bis zur Mitte. e.

Modiola cf. *imbricata* Sow. Gleicht fast vollständig der von Laube (Balin Taf. 2 Fig. 3 b: „verlängertes Ex.") gegebenen Abbildung des englischen Exemplars (s. Schlippe p. 143), jedoch treten unter den feineren Anwachslinien stärkere Runzeln hervor wie bei *Modiola Lansdalei*. i.

Modiola cf. *gibbosa* Sow. (Laube, Balin. Taf. 2 Fig. 4; Sow. Taf. 137 Fig. 3; Goldf. Taf. 134 Fig. 12 p. 191; Madsen Taf. 6 Fig. 14 b u. d). a.

Posidonomya Buchii Roem. (Ool. Taf. 4 Fig. 8). In vollständig unverdrückten typischen Stücken. a. In den Schiefertonen von g flachgedrückt in zahlloser Menge.

Astarte cf. *elegans* Sow. Abgerundet vierseitige Form, Höhe : Breite = 22 : 25, die Wirbel sind ganz nach vorn gerückt. Die in der linken Klappe liegende tiefe Schloßgrube und der ihr entsprechende große Zahn der rechten, sowie der benachbarte kleinere sind gut zu erkennen. Liegt nur vor als Steinkern. a.

Nucula venusta Terqu. et Jourdy (Bath.-Monogr. Taf. 11 Fig. 26). e.

Nucula Caecilia d'Orb. = *ornati* Quenst., Handb. Taf. 44 Fig. 7, Jura Taf. 67 Fig. 22). Nach Höhe, Länge der Schale, Lage des Wirbels stimmen die vorliegenden Stücke überein mit der von Quenstedt gegebenen Abbildung; der äußere Umriß ist hier anscheinend schlecht gezeichnet, treffender bei der Abbildung von *Nucula nodifera* Terou. et J. (Taf. 11 Fig. 17 u. 18), von der sie sich durch geringere Länge und größere Höhe unterscheidet; häufig. g.

Nucula cf. *variabilis* Sow. h.

Nucula sp. b.

Placunopsis cf. *jurensis* Morr. and Lyc. (Taf. 1 Fig. 8; vergl. auch *Placunopsis fibrosa* Laube, p. 16 Taf. 1 Fig. 7), fast doppelt so groß als die englische Form, Skulptur ganz ähnlich. Die konzentrische Streifung tritt sehr zurück, außerdem zeigt die zur Hälfte erhaltene Schale unregelmäßig verteilte größere und kleinere Auftreibungen. h.

Pinna mitis Ziet. (Taf. 55 Fig. 4). g.

Ostrea sp. (cf. *sorlinensis* de Loriol: Jura Lédonien Taf. 25 Fig. 22—24), *vesicularis*-ähnlich, ausgezeichnet durch tief eingeknickte Schale wie bei *Ostrea sorlinensis*, Muskeleindruck liegt über dem Knick, unterscheidet sich von *sorlinensis* durch Fehlen der radialen Falte und ist doppelt so groß. g.

Gastropoden liegen nur vor von a:

Spinigera compressa d'Orb. (Hébert Taf. 7 Fig. 8 = *Muricida fragilissima* Quenst. Jura Taf. 65 Fig. 30 u. 31). Auf dem stärksten der Streifen entspringen Dornen; langer, schlanker Kanal.

Turbo cf. *granarius* H. D. (Hébert. Taf. 2 Fig. 8).

Pleurotomaria granulata Sow. (Goldf. Taf. 186 Fig. 3; Quenst. Taf. 65 Fig. 17 u. 18, Taf. 66 Fig. 13 u. 14). Verschiedene, flachere und höhere Varietäten, die ich entgegen Zieten und Quenstedt (Jura. p. 413!) nach Goldf. mit Sow. Taf. 220 Fig. 2 identifizieren möchte (Ziet. Taf. 35 Fig. 4 u. 5).

Pleurotomaria armata Münst. (Goldf. Taf. 186 Fig. 7; Quenst. Jura. Taf. 65 Fig. 21). Steinkern.

Eucyclus (Turbo) centurio (Goldf. Taf. 194 Fig. 7), etwas häufiger; mit einem Faden mehr, als die Figur angibt.

Trochus sp. indet. Durch grobe Gitterung ausgezeichnete, noch nicht beschriebene Art, leider ist das einzige, bisher vorliegende Stück für eine eingehende Beschreibung zu unvollständig.

Littorina ? spinulosa Münst. ? (Hébert Taf. 3 Fig. 4 p. 56). Höchst wahrscheinlich keine *Littorina*, sondern Turbinide.

Terebratula subcanaliculata Opp. (Deslongch. Call.-Brach. Taf. 2 Fig. 6). a.

Terebratula sp. g.

Waldheimia subcensoriensis Szajn. ? (cf. Brach. von Balin. Taf. 5 Fig. 3). Teilweise flachgedrückter Steinkern, dessen äußerer Umriß dem von *Terebratula umbonella* Lam. (Desl. Call.-Brach. Taf. 4 Fig. 23) gleicht; die vorliegende Form scheint jedoch wesentlich flacher zu sein, außerdem verlaufen in geringer Entfernung vom Stirnrande zwei gröbere konzentrische Falten. Eine ähnliche Sinusbildung (nach Szaynocha bei dem abgebildeten Exemplar Mißbildung s. p. 216, wenn nicht Bruch) ist auch hier zu beobachten. a.

Rhynchonella Steinbeisi Quenst. (Jura Taf. 66 Fig. 29). a.

Rhynchonella triplicosa Quenst. (Jura. Taf. 66 Fig. 30—32). a. Von i ein etwas breiteres Stück als Quenst. Handb. Taf. 36 Fig. 26.

Rhynchonella defluxoides Uhl. (Simionescu Taf. 3 Fig. 4). i.

Rhynchonella cf. *defluxoides* Uhl. (cf. Simionescu Taf. 3 Fig. 2 a). a.

Rhynchonella sp. g.

Berenicea cf. *Reussi* Parona et Bonar. (Reuss Balin. Taf. 1 Fig. 5). Eine kleine, fast linsenförmige, fächerartige (s. Zittel Handb. Fig. 438) Kolonie, deren Röhrenzellen durch deutliche Furchen geschieden, in etwas gebogenen, ausstrahlenden Reihen angeordnet sind. Ihr Vorderende scheint wenig aufgerichtet zu sein, wie bei *Berenicea (Aulopora) compressa* Goldf. (p. 84 Taf. 38 Fig. 13). Irgendwelche Skulptur ist nicht zu erkennen. Doch scheinen die Hauptmerkmale für die Zugehörigkeit zu der von Reuss unter dem Namen der *Berenicea striata* J. Haime von Balin (p. 7) beschriebenen und von Parona und Bonarelli neu benannten Art (s. Chanaz p. 51) zu sprechen. i.

Coniferenholz von a, g und i.

Unsere bisherige Kenntnis von der Entwicklung der Macrocephalenschichten im Wesergebiet östlich der Porta geht auf die Angaben v. Seebach's im „Hannoverschen Jura" aus dem Jahre 1864 zurück, sie seien hier deshalb kurz aufgeführt. „Die Sand- und Oolithfazies ist nur in der Weserkette von Kleinenbremen bis in die Gegend von Lübbecke (*cf.* Ferd. Roemer) nachgewiesen. Ob östlich von Kleinenbremen bis zum Hamelbach die Macrocephalenschichten ganz fehlen oder ob sich hier, wie wahrscheinlich ist, die Tonfazies findet, muß zurzeit noch zweifelhaft bleiben." In jüngster Zeit hat das fragliche Gebiet durch Scholz und v. See eine Neubearbeitung erfahren, jener konnte die Zone nicht nachweisen (s. p. 6), doch dürften die „über den Mergeln mit *Oppelia aspidoides* in einem Wasserriß neben dem erwähnten Bruch (nordöstlich Haddesen) stehenden Mergeltone, die in großer Zahl vollständig verdrückte und z. T. ineinandergepreßte und daher nicht bestimmbare Perisphincten, teilweise von beträchtlicher Größe, enthalten", hierher zu rechnen sein, wie ich sie denn auch im Süntelgebiet im Langenföhrtal (s. o.!) durch eine kleinere Fauna nachweisen konnte; v. See's Beweis stützt sich allein auf das Verschwinden der durch Portasand- und Eisenstein bedingten Terrainkante, hat also auch keine direkten Beweise für das Vorhandensein dieser Zone in toniger Fazies erbracht (s. p. 653).

Durch die oben beschriebenen Funde ist die Vermutung v. Seebach's zur Tatsache geworden. Doch war es bei den vorhandenen bescheidenen Mitteln nicht möglich, größere Profile freizulegen. So kann vorläufig, da die Tone dieser Stufe ganz allmählich in die der höheren übergehen, auch nicht die Mächtigkeit mit Sicherheit angegeben werden, sie mag ungefähr 20—30 m betragen.

Die untere Hälfte schließt sich in petrographischer Hinsicht eng an die *Aspidoides*-Schichten an, indem magere bis stark sandige, glimmerige, geschieferte Tone auftreten, die linsenförmige Einlagerungen und Geoden sandig-oolithischen oder dichten, oft kristallinisch erscheinenden Kalkes enthalten, der in frischem Zustande sehr fest und von graublauer Farbe ist; wird der Kalk ausgelaugt, so bleibt ein braunes, oft sehr zähes, sandiges bis quarzitisches, mehr oder weniger toniges Gestein zurück. Die obere Hälfte leitet allmählich zu den Ornatentonen über. Zu erwähnen ist ferner das Vorkommen von Phosphoritknollen, die in dem unteren Teile der Macrocephalentone auf die festeren linsenförmigen Einlagerungen beschränkt zu sein scheinen, doch auch im oberen Teile, wo ja solche Einlagerungen nicht beobachtet wurden, sind sie vorhanden. Eine faunistische Gliederung ließ sich leider nicht durchführen. Ungefähr 75 Arten, die zum geringen Teil aus Norddeutschland noch nicht bekannt sind, wurden aufgefunden. Im allgemeinen zeigt diese Fauna große Übereinstimmung mit der des westlichen Wesergebirges. *Keppleritis franconicus* Greif, dessen überraschendes Auftreten in Luttern v. See hervorhebt, wurde bisher im behandelten Gebiet nicht festgestellt, hier überwiegen, an dem Steinberger Fundpunkt, *Keppleritis hexagonus* Behr. und andere, wie sie häufiger bei Lechstedt vorkommen.

Ebenso wie die darüberliegenden Ornatentone bildet diese Zone einen wichtigen Wasserhorizont, der in zahlreichen Quellen reiches, in den Kalken des Weißen Juras versickerndes und deshalb sehr kalkhaltiges (Tuffbildung) Wasser liefert, das allerdings schon nach kurzem Lauf wieder in dem Cornbrash-„Schwamm" versiegt (Hexenteiche bei der Schaumburg z. B.).

Ornatentone.

Schieferiger, feinsandiger und glimmeriger Ton, der eine Mächtigkeit von 30 m und darüber besitzt. Im frischen Zustande ist er nahezu schwarz und sehr fest und zähe, verwittert hat er ein mehr graues Aussehen und zerfällt schnell in kleine Schieferbröckchen. Der Sandgehalt erscheint größer als in der Macrocephalenstufe, der Übergang ist jedoch ganz unmerklich. Sehr selten wurden Geoden von Brotlaib- bis Kugelform und bis zu erheblicher Größe beobachtet; sie scheinen ganz unregelmäßig im Ton eingelagert zu sein. Sie sind äußerst hart, oft enthalten sie Kalkspatdrusen, aber

anscheinend nie Fossilien. Sonst sind diese in den Tonen keine Seltenheit, gewöhnlich sind sie mit Kalkschale erhalten, jedoch leider nur höchst selten unverdrückt, so daß, wie so oft, eine Bestimmung nur nach der Skulptur möglich war. Da die Tone im ganzen Gebiet, besonders stark im östlichen Teil, verstürzt sind, ist ein durchgehendes Profil in diesen Schichten kaum zu finden. Auch aus dem Süntelgebiet ist mir kein einziges, stratigraphisch einwandfreies Profil (s. Scholz p. 6 u. 7) bekannt geworden.

Das relativ beste bot wieder der „Schwarze Weg", von dem bereits die in seinem untersten Teil erschürften *Aspidoides*- und Macrocephalenschichten beschrieben wurden; es verliert dadurch etwas an Wert, daß das den Übergang von den Macrocephalen- zu den Ornatentonen zeigende Stück durch einen Weg verdeckt ist und daß es einige Meter weiter oberhalb durch einen zweiten Weg eine weitere Unterbrechung erfährt. Im übrigen ist es einwandfrei und gestattet eine genauere Untersuchung bis zum Korallenoolith. Fünf Schürfe wurden angelegt, der oberste (mit α bezeichnet) auf der Grenze zum unteren Oxfordien; in geringem Vertikalabstande voneinander folgen drei weitere (β, γ, δ) bis zum obersten Weg; der fünfte (ε) liegt zwischen diesem und dem unteren, und zwar über dem obersten Hause Rosenthals. Die Fossilausbeute ergab folgende Arten:

Cosmoceras Jason Reinecke (Lah. Rjasan. Taf. 7 Fig. 2 u. 3). Mehrere typische Stücke von δ, darunter eins mit Mundrand. Auch von β eine größere Anzahl, die am besten mit Lah. Rjasan. Taf. 7 Fig. 2, Pratt Taf. 8 Fig. 2 = *Elisabethae* (s. Oppel Jura. p. 559, Anm.), Teiss. Rjasan. Taf. 2 Fig. 14 = *Jason Gulielmi* (s. Benecke Scharrachberg. p. 441) übereinstimmen. Das von Scholz (p. 6) als *Duncani* Sow. aufgeführte *Cosmoceras* dürfte ebenfalls hierher gehören, da es ebenfalls relativ grobe Berippung zeigt und jede Rippe außen mit einem Knoten endigt, während bei *Duncani* je zwei zu einem Externknoten zusammenfließen, außerdem sind anscheinend 3 Knotenreihen vorhanden. Auch das *Cosm.* cf. *Gulielmi* Sow., das v. See (p. 710) unter Verweis auf die Abbildung Sow. Min. Conch. IV. Taf. 311 p. 5 erwähnt, ist wohl hierher zu rechnen (s. Opp. Jura. § 68. No. 37).

Außer den genannten kommen größere, ebenfalls hochmündige Formen vor mit nahezu glatten Flanken; die ziemlich undeutliche Berippung nimmt von ziemlich dicken, faltenartigen Knoten der Nabelkante ihren Ausgang (s. Teiss. Rjasan. p. 17). Die Externseite ist abgerundet, die Marginalkante leicht eingekerbt ohne Knoten. Die Rippen stehen weiter auseinander als bei den *Sedgwicki*-Formen. Die vor

liegenden Exemplare gleichen aufs beste D'ORBIGNY, Geol. de la Russie, Taf. 36 Fig. 13. Von QUENST. Br. Jura Taf. 83 Fig. 19 und D'ORB. Terr. jur. Taf. 160 Fig. 1 unterscheiden sie sich anscheinend nur durch weiterstehende Rippen.

Cosmoceras sp. aus der *Jason*-Gruppe. ε.

Cosmoceras Castor REIN. (LAH. Rjasan. p. 88 Taf. 8 Fig. 2 u. 3). α, β.

Cosmoceras Pollux REIN.? (cf. LAH. Rjasan. Taf. 8 Fig. 7 u. 8). β.

Cosmoceras Sedgwicki PRATT (LAH. Rjasan. p. 86 u. 92; cf. QUENST. Amm. Taf. 83 Fig. 14, 16, 18, ZIET. Taf. 4 Fig. 6). Mehrere Exemplare einer feinrippigen Art. β.

Cosmoceras sp. Großes, wahrscheinlich hochmündiges Windungsbruchstück, dessen Umbonalknoten besonders kräftig hervortreten, sie sind mit den nur wenig schwächeren Lateralknoten durch Joche verbunden; da von hier mir keine Formen aus der Gruppe des *Duncani* bekannt sind, kommen wohl nur Formen wie *Cosmoceras Guilielmi* SOW. (Taf. 311, LAH. Taf. 7 Fig. 7) und *C. gemmatum* KEYS. (Taf. 19 Fig. 10 und SIEM. *Popilani* Taf. 1 Fig. 9), bei denen dies besonders in Erscheinung tritt, in Frage. δ.

Cosmoceras sp. indet. Ein beschaltes (unverdrückt ca. 70 mm im Durchmesser) Exemplar, das Ähnlichkeit sowohl mit *C. Jason* REIN. (LAH. Rjasan. Taf. 7 Fig. 2) als auch mit *Kepplerites Gowerianus* SOW. (v. SEE Taf. 23 Fig. 2 u. 3) besitzt. Der äußere Umgang zeigt relativ weit auseinanderstehende kräftige, gerade und radial gerichtete Rippenstiele, die deutlich geknotet (nur auf dem Steinkern ist die Knotung verwischt), sich ungefähr in Flankenmitte in zahlreiche feine, ebenso gerichtete Äste spalten. Der von diesem bedeckte Umgang zeigt ganz ähnliche Verhältnisse, die Rippenstiele stehen schon sehr dicht, sie spalten sich regelmäßig in drei nur schwach gebogene, außen in Knoten endigende Rippen. Die Gabelungsstelle ist ebenfalls geknotet, sie wird vom nächsten Umgang nicht verdeckt. Der Gesamteindruck sowie das Fehlen der inneren Knotenreihe spricht für Zugehörigkeit zur Gattung *Kepplerites*, der Habitus des inneren Umgangs jedoch, was ausschlaggebend sein dürfte, mehr für *Cosmoceras*. ε.

Macrocephalites sp. Mehrere schlechte, unbestimmbare Bruchstücke. ε.

Harpoceras sp. ε.

Perisphinctes rjasanensis TEISS. ? (Rjasan. Taf. 6 Fig. 40, Taf. 7 Fig. 41). Ein z. T. mit Schale erhaltenes Gehäuse, das unverdrückt einen Durchmesser von 33 mm besessen haben mag. Die Berippung erinnert sehr an die inneren Umgänge von *Perisphinctes Comptoni* PRATT (Monogr. p. 136), unterscheidet sich jedoch davon, wie auch *P. submutatus* NIK. (Elatma. Taf. 1 Fig. 4 p. 64) und besonders *subaurigerus* TEISS. (Rjasan. p. 46, Taf. 5 Fig. 39, Taf. 6 Fig. 36—38), die SIEMIRADZKI trotzdem zu *Comptoni* zieht (Monogr. p. 135), durch mehr *aurigerus*-artigen Rippenschwung. Parabeln sind am Stück nicht zu sehen. ε.

Perisphinctes Bieniaszi TEISS. (LAH. Rjasan. Taf. 8 Fig. 11 = *P. „funatus"* LAH., s. SIEM. Monogr.). δ.

Perisphinctes sp. ε.

Belemnites Calloviensis Opp. Typische, nur wenig deprimierte Form, wie Quenst. Ceph. Taf. 29 Fig. 16, mit tiefer, von dem Alveolarende bis nahezu zur Spitze verlaufender Furche. Außerdem „Brut" wie Taf. 29 Fig. 18, α; von γ dieselbe Art (cf. l. c. Taf. 29 Fig. 15—19).

Belemnites aff. *Calloviensis* Opp.? Stärker deprimierte, z. T. schlanke, z. T. breite Formen mit ganz schwacher, flacher, kaum bis zur Hälfte oder noch weniger hinunterreichender Furche (cf. Quenst. Ceph. Taf. 29 Fig. 19), außerdem ein Stück einer deprimierten Form mit kurzer, flacher, von der Spitze ausgehender Furche. β.

Belemnites sp. δ.

Astarte pulla Roem. (Ool. Taf. 6 Fig. 27, Goldf. Taf. 34 Fig. 10). Die von Fr. Ad. Roemer (Ool.-Gebirge p. 113 und von v. Seebach p. 191 als „*Bulla*" beschriebene typische Form tritt auch hier noch in gleicher Fülle auf wie in den Parkinsonien- und *Württembergicus*-Schichten. ε, δ, γ.

Astarte sp. ε.

Cardium? sp. γ.

Posidonomya Buchi Roem., äußerst zahlreich. δ, γ.

Pseudomonotis echinata? β, γ.

Avicula inaequivalvis Sow. (Goldf. Taf. 118 Fig. 1). ε.

Avicula Münsteri Bronn. (Lah. Rjasan. Taf. 2 Fig. 5 = *inaequivalvis*; Quenst. Jura. Taf. 60 Fig. 6—9). Nur in linken Klappen verschiedenster Größe und Form vorliegend. Ungefähr 15 schmale, hohe und kräftige, vom Wirbel ausstrahlende Rippen, in deren breiten Zwischenräumen gewöhnlich noch eine feine Linie bemerkbar ist; nach den Rändern zu folgen noch sehr wenige, viel feinere und enger stehende, undeutliche Rippchen. Der hintere Schloßflügel ist entweder breit ausgezogen und nahezu glatt wie Quenst. Jura. Taf. 60 Fig. 8 oder sichelförmig ausgeschnitten wie Fig. 6, oder aber der Ausschnitt wird viel tiefer und der Flügel zu einem ziemlich langen, breiten Dorn. Rechte Schalen, die nach Quenst. (p. 440) wesentlich kleiner sein sollen, wurden nicht beobachtet. Oppel führt wahrscheinlich dieselbe *Avicula* unter dem Namen *inaequivalvis* Sow. in der Juraformation als No. 74 § 68 an, die Sowerby'sche Abbildung (Taf. 244 Fig. 3) läßt leider keinen genaueren Vergleich zu. Die von Lahusen (Rjasan. Taf. 2 Fig. 5) unter diesem Namen gegebene ist jedenfalls dieselbe. ε, γ, β.

Leda lacryma Sow. (cf. Taf. 476 Fig. 3, Quenst. Handb. Taf. 44 Fig. 14, Quenst. Jura. Taf. 67 Fig. 18—21). Eine Form, die die Größe der *claviformis* Sow. (Taf. 476 Fig. 2) erreicht, der sie auch in der Skulptur gleicht. ε.

Nucula Caecilia d'Orb. (Quenst. Handb. = *ornati* Taf. 44 Fig. 3, Lah. Rjasan. Taf. 2 Fig. 18) in Menge. δ, β.

Nucula Calliope d'Orb. (Lah. Rjasan. Taf. 2 Fig. 21). δ, β.

Nucula cf. *variabilis* Sow. Eine nach der Größe des Schloßwinkels zwischen beiden stehende Form, die hinten weniger steil abgestutzt ist als *N. Calliope*, jedoch steiler als *N. Caecilia*. Die Maße der vorliegenden Exemplare betragen: 11 : 16½ und 13 : 18½, während dasselbe Verhältnis bei der Sowerby'schen Abbildung 8½ : 12 beträgt. δ.

Macrodon Rouilleri Trausch. (Lah. Rjasan. Taf. 2 Fig. 18). β.

Trigonia clavellata Goldf. (Taf. 136 Fig. 6). *α*.

Trigonia sp. Gruppe der *costata*, 12 mm hoch. *α*.

Perna subtilis Lahusen (Rjasan. Taf. 2 Fig. 11). Nur ein kleines, 18 mm langes Exemplar, das die dünne, fein konzentrisch gestreifte Schale zeigt. *γ*.

Pinna mitis Phill. (Lah. Rjasan. Taf. 2 Fig. 12). *β*.

Pinna cancellata Beau (Morr. and Lyc. p. 133, Taf. 8 Fig. 20 a). *δ*.

Modiola cf. *bipartita* Sow. (Roem. Ool. Taf. 14 Fig. 14). Roemer beschreibt (p. 92) unter dem vom Autor für eine Art des Kimmeridge-Clay vergebenen Namen eine Form aus dem „unteren Coral-rag von Heersum", mit der das vorliegende Stück am besten übereinstimmt. *β*.

Unicardium laevigatum Lah. (Rjasan. Taf. 2 Fig. 30). *β*.

Pecten subfibrosus d'Orb. *δ*, *β*, *γ*.

Pecten lens Sow. (Goldf. Taf. 91 Fig. 3, d'Orb. Géol. de la Russ. Taf. 43 Fig. 1, Quenst. Jura. Taf. 59 Fig. 4). Mehrere Exemplare, darunter ein ausnahmsweise vollständiges Schalenexemplar der rechten Klappe, das mit dem Quenstedt's aus dem Bifurcatenoolith übereinstimmt, nur die Skulptur ist deutlicher als es die Abbildung zeigt. Der Byssusausschnitt ist größer, als von Goldfuss angegeben, das Ohr etwas breiter als d'Orb. l. c. *δ*, *β*.

Pecten demissus Bean (d'Orb. Géol. de la Russ. Taf. 41 Fig. 16—18, Morr. and Lyc. Taf. 14 Fig. 7, Lah. Rjasan. Taf. 2 Fig. 4). Nahezu kreisrunde, flache, dünne, fast durchscheinende Schalen mit dichter und sehr feiner konzentrischer Streifung. Die Ohren sind gleich groß. Nach der von d'Orb. gegebenen Beschreibung wie Abbildung ist diese identisch mit der von Fr. Ad. Roemer unter dem Namen *vitreus* (Ool. Geb. p. 72 Taf. 8 Fig. 7) beschriebenen aus dem „unteren Coral-rag des Tönniesberges bei Hannover und bei Heersum zusammen mit *Pecten fibrosus*". *γ*, *β*.

Pholadomya sp. *β*.

Gresslya sp. *β*.

Pleuromya rugosa Goldf. Taf. 152 Fig. 9). *δ α*.

Gryphaea dilatata Sow. Formen von der Größe der Sowerby'schen Abbildung (Taf. 149), jedoch im allgemeinen mit nur wenig ausgesprochener Lappenbildung. Von der Größe abgesehen, zeigt sie größte Übereinstimmung mit der von Bayle (Carte géol. Taf. 129) gegebenen Abbildung. Jedoch sind mir von dieser Art, die an der oberen Grenze fast bankförmig (aufgeschlossen durch *α*) auftritt, auch Exemplare mit deutlicher Lappenbildung (var. *bilobata*) aus dem Rosenthaler Ornatenton bekannt geworden. *δ*, *α*.

Gryphaea sp. *β*.

Ostrea sp. *β*.

Rhynchonella spatica (Lamk.) Desl. (Callov.-Brach. Taf. 6 Fig. 19—27). Ein mit seinen verschiedenen Varietäten *Rh. varians* täuschend ähnlicher Typ. Formen wie Fig. 21—23, 25 u. 26 (p. 53) wurden auch hier beobachtet. *γ*.

Serpula vertebralis Sow. (Taf. 599 Fig. 5, Goldf. Taf. 67 Fig. 10 d—i). Nicht selten, in längeren, regelmäßig geknoteten Schnüren auf den Schichtflächen.

Dentalium sp. Gerade gestrecktes Röhrchen von 23 mm Länge, das die Gestalt von „*Acuaria ornata*“ Quenst. (Jura. Taf. 69 Fig. 20) besitzt, aber unverschlossen (s. Quenst. Jura. p. 524!) ist. Der ganzen Länge nach zieht sich über die Mitte eine seichte Rille, die aber vielleicht auf Verdrückung zurückzuführen ist. *e*.

Zur Vervollständigung seien noch zwei Ammoniten genannt, die lose gefunden wurden:

Keppierites sp. ?.

Quenstedtoceras aus der Gruppe des *Qu. Leachi* Sow. (Lahusen Taf. 4 Fig. 5).

Die Ornatentone zeigen durch das ganze beschriebene Gebiet äußerst gleichmäßige Entwicklung: stark sandige, glimmerhaltige (durch Druck geschieferte) Tone. Sie entsprechen nach ihrer Fauna im wesentlichen nur der Zone des *Cosmoceras Jason* Rein., während Formen aus der Verwandtschaft des *Cosmoceras ornatum* Schloth. oder andere für die obere Zone der Ornatentone bezeichnende Versteinerungen, abgesehen von vorerwähnten *Quenstedtoceras* aus der Gruppe des *Leachi* Sow. nicht festgestellt werden konnten. Der neuerdings auch von vielen Punkten Nordwestdeutschlands nachgewiesene, auf zeitweise Strömungsänderungen und Emersionen zur Zeit der obersten Ornatentone hinweisende „Aufbereitungs-“ oder „Geröllhorizont“ mit zerbrochenen und abgerollten Bruchstücken von Ammoniten und Bivalven und Phosphoritknollen konnte in meinem Gebiet vorderhand nicht nachgewiesen werden; der einzige zurzeit in Betracht kommende, jedoch auch noch recht schlechte, durch den „Schwarzen Weg“ gegebene Aufschluß ließ nichts Derartiges erkennen, vielmehr scheint hier ein allmählicher Übergang der Ornatentone in die kalkigen, uneben-schieferigen Sandsteine der unteren „Heersumer Schichten“ vorhanden zu sein. Die Grenzzone, die in diesem Profil durch das besonders häufige Auftreten der *Gryphaea dilatata* Sow. gekennzeichnet ist — wenn ich v. See (s. p. 655 unter *Gryphaea dilatata* Sow.) recht verstehe, ist dies der Horizont mit der „Geröllschicht“ —, lieferte wohl zahlreiche Fossilien, und zwar in der gleichen Erhaltung wie in der übrigen Schichtenfolge, aber keine Spur einer zerbrochenen oder korrodierten Schale oder dergl. Auch die in Kleinenbremen vorhandenen, dürftigen Aufschlüsse lassen meines Erachtens keine andere Deutung zu, da sie sehr ähnliche, wenn nicht die gleichen Verhältnisse zeigen. Die Beweisstücke v. See's für das Vorhandensein eines Aufbereitungshorizontes lassen sich, soweit sie von diesem Fundpunkte stammen, wohl kaum in diesem Sinne ver-

wenden: mehrere (wohl bei der Schürfarbeit teilweise zerbrochene) Exemplare von *Gryphaea dilatata* Sow., die keinerlei Anzeichen von Abrollung aufweisen, und zwei kleinere Phosphoritknollen, wie ich solche in dieser Gegend auch in anderen Horizonten ohne Aufbereitungsmerkmale beobachten konnte.

Die z. T. stark wasserführenden Ornatentone geben gerade im behandelten Gebiet (und auch weiter östlich) Veranlassung zu den umfangreichen, oft gigantischen Gebirgsstürzen, die nach der Aufrichtung des Wesergebirges die Klippenregionen der östlichen Weserkette betroffen haben, so daß eine gewissenhafte stratigraphische Untersuchung dieser durch die auflastenden Massen arg mitgenommenen Tone sehr erschwert, wenn nicht ganz unmöglich ist.

Malm.

Unteres Oxfordien[1].

Die sogen. „Heersumer Schichten" umfassen einen Komplex von ± 15 m Mächtigkeit, der z. T. aus festen, dunklen, quarzitischen Kalksandsteinen, z. T. aus sandigem Schieferton und zähem, scherbig zersplitterndem, fast schieferigem Kalksandstein, bezw. sandig-mergeligem Schiefer besteht, der den Übergang zu den Ornatentonen darstellt. Da diese Gesteine im Wesergebirge östlich Kleinenbremen keine technische Verwertung finden, sind sie auch nur sehr ungünstig aufgeschlossen. In einem alten Steinbruche an der Ostseite der Bückeburg—Rintelner Landstraße (Kleinenbremen) ist unter dem „Korallenoolith" ungefähr folgende Schichtenserie zu beobachten:

Profil XVII.

1. Feinsandiger Schiefer . . . . . 1,00 m.
2. Rauchgrauer, dunkelgestreifter, kalkiger, z. T. sehr kieseliger Sandstein . . . . . 2,00 „
3. Nur wenig erschlossene Folge sandigen Schiefers bezw. scherbig-splittrigen, schieferigen Kalksandsteins . . . . . ca. 11 bis 12,00 „

Das zurzeit beste Profil wurde durch den Pionierweg auf dem Passe Schaumburg—Bernsen erschlossen. Es stehen hier an:

[1] Ich verzichte an dieser Stelle darauf, die „Heersumer Schichten" und den „Korallenoolith" Norddeutschlands mit bestimmten engeren Zonen anderer Malmgebiete, z. B. des schwäbischen Jura α und β Quenstedt's zu parallelisieren.

Profil XVIII.

Hangendes: Die Schichten des Profils XXI.

1. Dunkler, sandiger, gebankter, schnell verwitternder Schieferton 1,05 m.
2. Dunkelgestreifter, fast quarzitischer Kalksandstein . . . . . 0,65 „
3. Dunkler, sandiger, gebankter, schnell verwitternder Schieferton 1,25 „
4. Dunkelgestreifter, fast quarzitischer und mürber Kalksandstein, übergehend in . . . . . ca. 8,00 „
5. Dunkelgestreiften, zähen, scherbig splitterigen, schiefrigen Kalksandstein (aufgeschlossen im kleinen Bruch am Wege gleich unterhalb des Passes) . . . . . ca. 4,00 „

Liegendes: Ornatentone, an der Grenze mit Gryphäenhorizont.

Nachstehende Fossilien sind aus dem Unteren Oxfordien des Gebiets zu verzeichnen:

Monlivaultia sp., kleiner, relativ tief ausgehöhlter, jugendlicher Kelch von 16 mm Durchmesser und 8 mm Höhe aus dem „Quarzithorizont“ (um so kurz den Horizont stark kieseliger Kalksandsteine innerhalb der „Heersumer Schichten“ zu bezeichnen) am Iborn.

Pentacrinus pentagonalis Goldf. (Quenst. Jura. Taf. 68 Fig. 35, Handb. Taf. 52 Fig. 4). Vollkommen glatte, fünfseitige, niedrige Säulenstückchen bis zu einem Durchmesser von 1½ mm, die in großer Menge im Schieferton zerstreut liegen. Vergl. auch *P. Sigmaringensis* (Quenst. Jura. Taf. 88 Fig. 1, p. 721). „Scharfe, warzenförmige Erhöhungen an den Kanten“ (s. Goldf. 1. p. 175) nicht vorhanden, die Glieder entsprechen dagegen mehr Taf. 52 Fig. 2 a („*basaltiformis* Miller“), die nur undeutlichen Gelenkflächen scheinen damit auch besser übereinzustimmen (p. 173), Armnarben wurden nicht beobachtet. No. 2 und besonders 4 des Profils XVIII.

Serpula sp. XVIII, 2, 4, 6.

Rhynchonella Thurmanni Voltz (Quenst. Brach. Taf. 38 Fig. 83—87, de Loriol Oxf. bern. Suppl. Taf. 6 Fig. 15—19, Leth. Bruntr. Taf. 42 Fig. 6). Eine sehr an *Rh. varians* erinnernde Form. Ebenfalls ziemlich häufig, gewöhnlich allerdings verdrückt. Beschreibung s. Quenst. Brach. (1871) p. 90; Bronn (Leth. 3. Aufl.) p. 160 und de Lor. Oxf. bern. 2. p. 143. XVIII, 2 u. 4, Hünenburg.

Pinna mitis Phill. (Lah. Rjasan. Taf. 2 Fig. 12). Ein etwas vollständigeres Stück, im allgemeinen von der Größe und Skulptur der *P. cancellata* Sow. (Morr. and Lyc. Taf. 13 Fig. 20) zeigt auf zwei aneinanderstoßenden Seiten die für *P. mitis* charakteristischen bogenförmigen Querwülste. Der Querschnitt ist quadratisch. Die von Roemer als *P. lineata* resp. *conica* (Ool. p. 88) aus dem Oxford beschriebenen Bruchstücke gehören höchstwahrscheinlich auch zu dieser Art. XVIII, 6 und Messingegge (Pionierweg).

Pinna ledonica P. de Lor. (Oxf. léd. 3. Taf. 23 Fig. 3). Ein ca. 70 mm großes Schalenstück, das die Skulptur der linken Figurseite zeigt, die kräftigen Längslinien stehen nur etwas auseinander. Oberhalb der Schaumburg.

Pecten vimineus Sow. (Goldf. Taf. 89 Fig. 7 b, Lah. Rjasan. Taf. 1 Fig. 13 = cf. *vimineus*). Unter anderem ein zweischaliges Stück, halb so groß wie Sow. Taf. 543 Fig. 1 u. 2, das gut zu der Beschreibung von Roemer (Nachtr. p. 28) und den von Goldfuss gegebenen Abbildungen paßt. Über die Synonyme s. v. Seebach (p. 97) und Brauns (p. 273). In den Rippenzwischenräumen ist keine konzentrische Streifung zu sehen. XVIII, 2 u. 4.

Pecten subfibrosus d'Orb. (Leth. Bruntr. Taf. 36 Fig. 1, d'Orb. Géol. de la Russ. Taf. 42 Fig. 3 = *fibrosus*, Goldf. Taf. 90 Fig. 6 = *fibrosus*). XVIII, 2, 4, 6; Iborn, Messingegge etc.

Pecten sp. XVIII, 2 u. 4.

Hinnites velatus Goldf. Das zweischalige Stück gleicht den von P. de Loriol (Jura bern. Oxford. inf. p. 233 resp. Raurac. inf. Taf. 21 Fig. 2 u. 3) aufgestellten Arten *H. Bonjouri* resp. *spondyloides*, die sich m. E. wohl kaum unterscheiden lassen und auch mit Goldf. Taf. 105 Fig. 4 *(velatus)* nahezu vollständig übereinstimmen, unterscheiden sie sich davon allem Anschein doch nur durch geradere Rippen. Höchstwahrscheinlich gehört auch *H. sublaevis* Laube (Balin p. 14) hierher. XVIII, 2 u. 4.

Lima streitbergensis d'Orb. (Loriol Oxf. léd. **3**. Taf. 24 Fig. 11 u. 12). Hat große Ähnlichkeit mit *L. semicircularis* Goldf. (Taf. 101 Fig. 6), jedoch ist die zwischen den im allgemeinen kräftigeren und dichter, als die Fig. 11 b es zeigt, stehenden Rippen hervortretende konzentrische, mikroskopisch feine Linierung gedrängter. Kalksandsteinfels des Iborn.

Ostrea sp. XVIII, 6.

Gryphaea dilatata Sow. (Taf. 149). Gelappte und ungelappte Varietäten. Eine ungelappte Form zeigt eine auffallend breitgedrückte Haftstelle, so daß kein eigentlicher Wirbel vorhanden ist. XVIII, 2 u. 4.

Modiola imbricata Sow. (Roem. Ool. Taf. 5 Fig. 8, Laube Balin Taf. 2 Fig. 3). Oberhalb der Schaumburg.

Macrodon concinnum Phill. (Loriol Oxf. bern. **2**. Taf. 14 Fig. 7). XVIII, 6.

Nucula oxfordiana Roeder (Loriol Oxf. bern. **2**. Taf. 14 Fig. 22). XVIII, 6.

Leda palmae Quenst. (Jura Taf. 73 Fig. 55, p. 582). $\frac{2}{3}$ der Größe der Fig. 55, $\frac{1}{3}$ von Fig. 4 Goldf. Taf. 125 *(subovalis)*; sonst aber kein Unterschied. XVIII, 2 u. 4.

Trigonia elongata Sow. (Loriol Oxf. léd. **3**. Taf. 21 Fig. 11). XVIII, 6.

Trigonia Girardoti P. de Lor. (Oxf. léd. **3**. Taf. 21 Fig. 13 u. 14). XVIII, 6.

Trigonia chatillonensis P. de Lor. (Oxf. léd. **3**. Taf. 22 Fig. 4). XVIII, 6.

Trigonia monilifera Agass. (Lor. Oxf. sup. bern. **2**. Taf. 12 Fig. 10), vollständig, zweiklappig. Oberhalb der Schaumburg.

Opis sexcostata Roem. sp. (Ool. p. 97, Taf. 6 Fig. 1). XVIII, 2, 4, 6.

Astarte sp. XVIII, 2 u. 4.

Unicardium globosum d'Orb. (Lor. Oxf. bern. **2**. Taf. 12 Fig. 12, Agass. Taf. 9 d Fig. 12). Mehrere Exemplare, die in ihrer äußeren Gestalt mehr *Unicardium laevigatum* Lahus. (Rjasan. II, 30) gleichen, die Anwachsstreifen stehen jedoch viel dichter, die regelmäßig aufeinanderfolgenden gröberen konzentrischen Runzeln lassen größere Zwischenräume. Nicht selten. XVIII, 2, 4, 6; Bohrberg usw.

Gresslya sp. XVIII, 6.

Pholadomya hemicardia Roem. (Goldf. Taf. 156 Fig. 8, Loriol Oxf. léd. Taf. 18 Fig. 7). Mit dichten Anwachsstreifen bedeckt. Von den spitzigen, weit nach vorn gerückten Wirbeln strahlen bis an den Schalenrand gehende, scharfe Rippen aus. Recht häufig, doch stets verdrückt (und zwar gewöhnlich der Schloß- gegen den Stirnrand genähert), so daß die Bestimmung nicht vollständig sicher ist. XVIII, 2 u. 4.

Pholadomya sp. Zwar vollständig erhaltene, aber arg verdrückte, zahlreiche Exemplare einer ziemlich großen Form mit 5—7 geknoteten Rippen, die einer Art wie *Murchisoni* angehören mögen. Kleinere, vermutlich Jugendexemplare derselben Art, zeigen nur dichte und feine Anwachsstreifung, die von wenigeren kräftigeren Linien untermischt sind. XVIII, 2, 4, 6.

Thracia depressa Sow. sp. (Taf. 418). Sowerby beschreibt (**5**. p. 19) eine *Thracia*, die im Register (**7**.) aus dem „Kimmeridge-clay" (s. Oppel, Juraform. § 101 No. 78) angeführt wird; sie soll aber nach der Beschreibung mit *Trigonia clavellata* aus dem Coral-rag zusammen gefunden sein. Die von Zieten (p. 85, Taf. 64 Fig. 2) — Agassiz bezieht die Art ebenfalls auf eine Form des Oxfordien — unter demselben Namen aus dem Oxford-clay beschriebene ist etwas niedriger. Das vorliegende zweiklappige, ungleichschalige Exemplar hat größere Ähnlichkeit mit der Abbildung bei Sowerby, die Schalen sind hinten kurz, stark verschmälert und abgerundet, die kleinere außerdem über einer zum vorderen Schloßrande senkrecht stehenden Kante kielförmig niedergedrückt (Sowerby's Abbildung zeigt die dieses Kiels entbehrende größere Schale); von *Thracia (Corimya) pinguis* Agass. (p. 269, Taf. 33) unterscheidet sie sich zunächst durch geringere Größe, sodann scheint sie nicht so stark aufgeblasen zu sein, die Vorderseite ist nicht so stark gewölbt, was besonders bei der Jugendform von *Th. pinguis* (s. Fig. 1 u. 2) stark ausgeprägt ist. Die Depression an der anderen Seite nimmt bei dieser Form einen bogenförmigen Verlauf, während die kleinere Schale der vorliegenden Form, wie bereits oben gesagt, senkrecht abgestutzt ist, die größere Schale zeigt einen ganz allmählichen Abfall. Die von Roemer (Ool. p. 120) als *Tellina corbuloides* aus dem Heersumer unteren Coralrag beschriebene Art ist noch niedriger als die Abbildung bei Zieten. Bohrberg.

Pleurotomaria cf. *Buvignieri* d'Orb. (Terr. jur. **2** b. Taf. 417 Fig. 1—5). Die Unterseite ist mit dichtstehenden Anwachsstreifen bedeckt. Der Nabel ist anscheinend durch Schwiele verdeckt. An der Oberseite läßt der Steinkern nur den Verlauf des Schlitzbandes erkennen. Oberhalb der Schaumburg.

Natica Clio d'Orb. (Terr. jur. **2** b. Taf. 292 Fig. 1 u. 2). XVIII, 6.

Rostellaria bicarinata Münst. (Quenst. Jura. Taf. 73 Fig. 33). Der schlechte Steinkern läßt zwar den langen Ausguß und die Dornen nicht erkennen, aber sonst die typische Form und die gekantelten Umgänge. Bohrberg.

Belemnites sp. (cf. *planohastatus* Roem.). XVIII, 6.

Cardioceras cf. *quadratoides* Nik. (Bukowski Taf. 26 Fig. 23, Roem. O.-Schles. Taf. 22 Fig. 3 u. 4, Taf. 24 Fig. 2). Mehrere verdrückte Exemplare einer relativ evoluten, niedermündigen (niedermündiger als *cordatum*) Form, vermutlich quadratischen resp. rechteckigen Querschnitts; die Berippung erscheint nicht so grob und unregelmäßig wie bei *cordatum*, vielmehr feiner und dichter und äußerst regelmäßig und zeigt größte Ähnlichkeit mit den angegebenen Abbildungen. Diese, im behandelten Gebiete gerade nicht seltene Art scheint sehr oft mit *C. cordatum* Sow. verwechselt zu sein (s. z. B. *Ammonites cordatus* Roem. O.-Schles. l. c.), wie denn unter diesen Namen recht verschiedene Formen zusammengefaßt werden, z. B. von Brauns (p. 152) und allem Anschein nach auch von Bukowski (Synonymenliste p. 128). Stücke von der Messingegge, der Hünenburg, aus XVIII, 2 u. 4. Ein Exemplar aus XVIII, 6 scheint hochmündiger zu sein als Nikitin's Originalfigur.

Cardioceras cordatum Sow. (Taf. 17 Fig. 4, Pal. universalis Taf. 94). Nur ein einziges, ganz typisches Stück (von oberhalb der Schaumburg) ist mir aus dem ganzen Gebiet bekannt geworden, das mit dem Gipsabguß des Originals übereinstimmt. Als eine flache Varietät, in der Berippung vollkommen mit Lahusen Rjasan. Taf. 5 Fig. 3 übereinstimmend, dürfte ein Exemplar aus dem „Quarzithorizont" Prof. XVIII (Sammlung des Gymnasium Adolphinum, Bückeburg) zu bezeichnen sein. Stücke von der Messingegge, weiter und grober berippt, sowie hochmündiger als *quadratoides*, konnten nicht sicher auf *cordatum* bezogen werden, da sie verdrückt sind.

Cardioceras cf. *cordatum* Sow. (cf. Sow. Taf. 17 Fig. 4, Lah. Taf. 5 Fig. 4—6: 5 u. 6 = „*Rouilleri* Nik."). Bohrberg.

Cardioceras excavatum Sow. (Borissjak, Donezjura Taf. 1 Fig. 6, Lah. Rjasan. Taf. 5 Fig. 2). XVIII, 6.

Cardioceras vertebrale Sow. (Taf. 165, Pal. universalis Taf. 93 a, Nikitin Rybinsk. Taf. 2 Fig. 18). Schlechter Abdruck, der aber die typische regelmäßige Verzierung durch grobe, ziemlich weitstehende, zweigespaltene Rippen zeigt. „Quarzithorizont" am Iborn.

Cardioceras tenuicostatum Nik. (Juraabl. an d. ob. Wolga. Taf. 2 Fig. 13). Ein vortreffliches Exemplar von einem Durchmesser von 38 mm, das die büschelweise (zu je 3) zusammengefaßten und dichtstehenden und verhältnismäßig kräftigen, den hohen Kiel zackenden Rippen und den typischen Querschnitt zeigt, die Rippenstiele sind jedoch auf der Nabelkante nicht unmerklich geknickt, was die Nikitin'sche Figur zwar nicht erkennen läßt, aber auf der von Borissjak (Donezjura. Taf. 1 Fig. 12 a, b) gegebenen etwas mehr hervortritt. Die Umgänge umfasen einander zur Hälfte und sind relativ hochmündig. Oberhalb der Schaumburg.

Cardioceras cf. *tenuicostatum* Nik. (Borissjak Donezjura. Taf. 1 Fig. 12, cf. Fig. 11) von nur 11 mm Durchmesser mit hauptsächlich zweigespaltenen Rippen; größte Ähnlichkeit mit der von Borissjak (Fig. 11) abgebildeten Form „mit Übergangsmerkmalen von *C. cordatum* zu *tenuicostatum*" (p. 66). Von der Messingegge.

Harpoceras rauracum Ch. Mayer (Loriol Oxf. inf. bern. Taf. 2 Fig. 17), vergl. auch *Hecticoceras Bonarellii* de Lor. (Taf. 3 Fig. 14). „Quarzithorizont" am Iborn.

Peltoceras Constanti d'Orb. (Pal. franç. Cephalop. Taf. 186 Fig. 3), ein leider nicht ganz vollständiges Stück von 6 Umgängen aus dem „Quarzithorizont" des Prof. XVIII und ein weiteres größeres Bruchstück, vermutlich aus demselben Horizont des Prof. XVIII (beide in der Sammlung des Adolphinum).

? Peltoceras sp. XVIII, 6.

Der Schichtenverband des unteren Oxfordien, der „Heersumer Schichten", besteht also aus mehr oder weniger kalkigen Sandsteinen bezw. sandigen Kalken, deren untere Partie mehr schieferartigen Charakter trägt, während der obere bezw. mittlere Teil durch einen mindestens 2 m mächtigen, im Profil vom Pionierpaß durch eine dicke Tonbank geteilten, Quarzithorizont ausgezeichnet ist. Die Mächtigkeit beträgt sowohl im westlichen Teil des Gebiets wie auch weiter östlich, soweit zu beobachten war, rund 15 m, ist also zum mindesten nicht geringer als die an der Porta zu beobachtende, besonders wenn man berücksichtigt, daß die beiden oberen Bänke des v. See'schen Portaprofils: „0,80 m äußerst harter, dunkelblauer Kalk, am Stahl Funken gebend; scheinbar fossilleer" und „2,70 m kompakter, blauschwarzer, an der Luft etwas wulstiger Kalk, der allmählich in die oolithischen Bänke der folgenden Stufe übergeht" wohl besser bereits zum oberen Oxfordien zu ziehen sind. Denn der „an der Luft blätterige Schieferton mit häufigeren Fossilien" ist nach Fossilführung und petrographischem Befund allem Anschein nach als vollkommen identisch anzusehen mit dem obersten Schieferton des Profils vom Pionierpasse, mit dem hangendsten, feinsandigen Schiefer des Profils in Kleinenbremen. Zwischen Kleinenbremen und der Porta finden wir in demselben Niveau „eine sehr sandige Mergelschieferschicht mit *Amm. cordatus*, *Goniomya litterata* Ag., *Pholadomya hemicardia* Roem. etc." am Königsberg, ebenso in einem Steinbruch gegenüber dem „Nammer Kopf", die v. See beschreibt. Auch weiter westlich der Porta scheint die Bank wenigstens bis Bergkirchen vorhanden zu sein, denn unter den dem Oberen Oxfordien zuzurechnenden Schichten liegt bei Häverstedt (im Steinbruch Mölle) ein 25—30 cm starker, dunkelgrauer Schieferton, bei Bergkirchen (im Steinbruch Rosenthal) erreicht er die Mächtigkeit von 2,50 m. Bei Wallücke ist er jedoch nicht mehr vorhanden; hier folgen unter

den Äquivalenten des „Korallenoolith“ sofort die bekannten blaugrauen, festen Kalksandsteine. Der äußerst harte, dunkelblaue, scheinbar fossilleere Kalk des v. See'schen Portaprofils dürfte als Analogon der von anderen Orten bekannt gewordenen untersten „Korallenbank“, wie sie auch östlich Kleinenbremen nachgewiesen werden konnte (s. z. B. Profil XXIII), aufzufassen sein. Die Angabe v. See's, der die Mächtigkeit der Heersumer Schichten bei Kleinenbremen nur mit 12 m berechnet, ist wohl auf ein Versehen zurückzuführen. Ich kann mich auch nicht seiner Meinung anschließen, daß, wie die Mächtigkeit, so auch der Fossilreichtum in diesen Schichten von der Porta aus nach Osten zu abgenommen habe. Mangelhafte Aufschlüsse lieferten bisher allerdings nur wenig Fossilmaterial; meine neueren Aufsammlungen ergaben aber in bezug auf Fossilführung und -reichtum Übereinstimmung mit den fossilreichen Aufschlüssen im Westen.

Oberes Oxfordien.

Die in Norddeutschland im allgemeinen als „Korallenoolith“, von älteren Autoren als „*Florigemma*-Gruppe“, „oberes Coralrag“ usw. bezeichnete Schichtenfolge besteht im behandelten Gebiet aus besonders widerstandsfähigen Gesteinen etwas größerer Mächtigkeit und ist daher einer der wichtigsten Faktoren, die dem Wesergebirgszuge gerade in diesem Teile sein Hauptgepräge verleihen. Groteske Felspartien — Papenbrink, Luhdener Klippe, Messingegge, Paschenburg, Amelungsberg und besonders der imposante Hohenstein — sind seit alters berühmt. Zahlreichere Steinbrüche und bergmännische Aufschlüsse zeugen von der technischen Bedeutung der Gesteine des Korallenooliths.

Als Oberes Oxfordien wurde aufgefaßt eine Schichtenfolge von 40—50 m Mächtigkeit. Unten wird sie von der im vorigen Kapitel beschriebenen, stratigraphisch nicht unwichtigen hangendsten Schiefertonbank der „Heersumer Schichten“ begrenzt, oben schließt sie mit dem Wohlverwahrtflöz ab. Unmittelbar darüber lasse ich aus unten angeführten Gründen das Untere Kimmeridgien beginnen.

Um die Übersicht über den so begrenzten Abschnitt zu erleichtern, erscheint es zweckmäßig, diesen noch weiter zu gliedern und zwar, da dies bisher auf Grund der Fossilführung nicht möglich war, mit Hilfe der Erzzonen. Die so unterschiedenen vier Gesteinszonen zeigen im einzelnen folgende Entwicklung.

1. Das Tiefste der Gesteinsfolge — unter dem „Klippenflöz“ — ist in Kleinenbremen zurzeit nur dürftig in einem Steinbruch (Besitzer Wompner) an der Rintelner Landstraße erschlossen. Hier stehen an: ca. 10 m mächtige, sehr feste, graublaue, sandig-oolithische Kalke. Die Annahme einer Mächtigkeit von 4,30 m, die v. See für diese (p. 663) angibt, dürfte auf einem Irrtum beruhen, da diese Schichten bereits zwischen der Porta und Kleinenbremen, z. B. in dem Steinbruch gegenüber dem Nammer Kopf, mächtiger sind.

Weiter nach Osten nimmt die Mächtigkeit dieser Zone noch zu bis in die Gegend von Steinbergen, wo eine, auch weiterhin kaum übertroffene Mächtigkeit von etwa 24 m erreicht wird. Im Bahneinschnitt bei der Arensburg (s. Profil XXIII) unterlagern das Klippenflöz 11 m lichten, blauen, oolithischen resp. dichten, Quarzkörner enthaltenden Kalks, der in der oberen Hälfte reich ist an Austern, Rhynchonellen, Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill., *Phasianella striata* Sow. usw. Darunter folgen noch 12,35 m grauen, z. T. auch bräunlichen, eisenschüssigen, vorwiegend sehr sandigen Kalks, in der unteren Hälfte hauptsächlich mit großen Quarz- und Kalkkörnern.

Im Pionierpaß (s. Profil XXI) sind nur die liegendsten Schichten dieser Zone mit der Grenze zu dem Unteren Oxfordien aufgeschlossen: 6,85 m vorwiegend braungelb verwitternden, eisenschüssigen, stark kieseligen, Gastropoden und Korallen enthaltenden Kalks mit zwei geringmächtigen, schieferigen Zwischenmitteln und 4,20 m blaugrauen, feinkörnigen, stark kieseligen und deshalb sehr harten Kalks mit häufigen Korallen.

Am Riesenberg (s. Profil XX) zeigt der Aufschluß im Langenfelder Steinbruch unter dem Klippenflöz 21,10 m sehr harten, sandig-oolithischen Kalks, in dem vereinzelt Perisphincten, etwas häufiger *Phasianella striata* Sow. aufgefunden wurden. Diese Schichten sind z. T.[1] auch mit gutem Erfolge zum Kalkbrennen zu verwenden, ausgebeutet wird zu diesem Zwecke bisher nur die sogen. „weiße Schicht“.

[1]	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Fe_2O_3, Al_2O_3	Unlöslich in Salzsäure
In XX, 8 sind enthalten . .	94,9	1,4	1,4	2
„ XX, 9 „ „ . .	95	1,1	2,5	1,3

Die Analysen wurden mir gütigst von Herrn Geh. Bergrat v. Koenen zur Benutzung überlassen.

An den Klippen des Hohenstein liegen unter dem Flöz 23,70 m vorwiegend blauen, lichten Kalkes, deren obersten 3,70 m dicht, flaserigknollig und sehr fossilreich (Gastropoden: besonders Nerineen und *Phasianella striata* Sow., Rhynchonellen, Bivalven etc.) sind, während die unteren, sehr kompakten 20 m sandige und grob-oolithische Beschaffenheit aufweisen und an Fossilien etwas häufiger nur Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill. führen.

2. Von besonderer, praktischer Bedeutung sind die an das Obere Oxfordien gebundenen Vorkommnisse oolithischen Eisensteins[1]. Am augenfälligsten ist das „Klippenflöz" genannte, bis 10 m mächtige Vorkommen; das hier erzärmere Flöz zeichnet sich aus durch große, horizontale Verbreitung, es ist vom Papenbrink bis zum Hohenstein und darüber hinaus in der Klippenregion leicht zu verfolgen.

Im Steinbruch am Papenbrink ist es nahezu in seiner ganzen Mächtigkeit (No. 13—16 des Profils XXIV) aufgeschlossen und besteht hier aus festem, blaugrauem, vorwiegend oolithischem, von Quarzkörnern erfülltem Kalk, in dem nur hin und wieder Nester von Eisenoolith auftreten. An häufigeren Versteinerungen sind daraus Arten von *Ostrea*, *Alectryonia*, *Gryphaea*, *Pecten* und Seeigel zu erwähnen, seltener finden sich Korallen und Ammoniten.

In dem schon oben genannten Steinbruche und in dem neben der Zeche „Wohlverwahrt" befindlichen Aufschlusse sind dieselben Schichten bei weitem erzreicher, was an die Verhältnisse erinnert, die v. See vom Königsberge (p. 661) beschreibt. In diesem letzten Aufschlusse ist das Erz relativ feinkörnig, wenn auch nicht in dem Maße wie das des „Wohlverwahrtflözes". Die hangendsten Partien der Zone sind sehr reich an großen Quarzkörnern, kleinen Kalk- etc. Trümmern und Schwefelkies; außerdem fallen darin auf ganz unregelmäßige, fladenförmige Einlagerungen dichten Kalks. Auf die sanft welliggebogene Oberfläche legen sich hier 15—75 cm dunkelgrauen, feinsandigen, wenig glimmerhaltigen Tons; eine ähnliche Bank ist auch in No. 13 und 15 des Profils XXIV zu beobachten.

[1] Bei mehreren, diese Eisensteine betreffenden Daten durfte ich mich der liebenswürdigen Angaben des langjährigen Betriebsführers Sassmann der Zeche „Wohlverwahrt" in Kleinenbremen bedienen und sage ihm deshalb auch an dieser Stelle dafür meinen herzlichsten Dank!

Äquivalente des Klippenflözes sind weiter in XXIII, 7 und 8, XXII, 4—7, XX, 5 und 6 und XIX, 1 und 2 zu erkennen. Der Eisengehalt schwankt sehr und ist bald an die hangendsten, bald an die liegendsten Bänke dieser Zone gebunden.

Da auch weiter westlich von Kleinenbremen die große Horizontbeständigkeit des Klippenflözes festgestellt ist, so daß v. See geneigt war, „nach Lage zu den Heersumer Schichten, besonders aber der durchweg analogen petrographischen Beschaffenheit bis in die Gegend des Königsberges" diesem Gesteinskomplex den Charakter eines wirklichen Flözes zuzusprechen, so dürfte dies jetzt wohl ohne Vorbehalt geschehen, nachdem es in gleichem Niveau, in annähernd gleicher Ausbildung, in einer Erstreckung von weit über 30 km nachgewiesen ist.

3. Die zwischen dem „Klippen-" und dem „Wohlverwahrtflöz" liegenden Gesteine sind in ihrer Gesamtheit rund 15 m mächtig. Das von Nammen aus dieser Schichtenfolge bekannte „Victoria-" und „Josephsflöz" (s. darüber v. See p. 661) wurde östlich von Kleinenbremen bisher nicht aufgefunden, es sei denn, daß ein in nächster Nähe der Paschenburg erschürfter, allem Anschein nach in einigem Abstand über dem Klippenflöz liegender Eisenstein, der dieselbe feinkörnige Beschaffenheit des Wohlverwahrterzes zeigt, nach seiner Lage etwa dem Victoriaflöze zuzurechnen wäre. Bei Kleinenbremen ist höchstwahrscheinlich als Äquivalent dieses Flözes anzusprechen No. 10 des Profils XXIV und bei der Zeche der gleichstarke, oolithische, Austern und Nerineen führende Kalk, der durch ca. $1\frac{1}{2}$ m grauen, stellenweise durch Eisenoolith rötlich gefärbten, Austern und Rhynchonellen enthaltenden, sandig-oolithischen Kalk vom Klippenflöz getrennt ist; in seinem oberen Drittel ist letzterer am Papenbrink durch den Schieferton No. 11 des Profils ersetzt.

Über dem Äquivalent des „Victoriaflözes" folgen bei der Zeche ca. 5 m blaugrauen bis gelbbraunen, sandigen Kalks, 25 cm Schiefer, 5 m oolithischen, z. T. kieseligen Kalks und 2 m braungelben, eisenschüssigen, feinkörnigen Kalksandsteins; am Papenbrink 1,15 m Schieferton und $10\frac{1}{2}$ m oolithischsandigen, blauen, lichteren Kalks, der namentlich in den obersten 3 m reich ist an Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill., *Rhynchonella pinguis* R., Arten von *Alectryonia*, *Ostrea* etc. und in der hangendsten Schicht nicht selten kieselige Korallenpolster einschließt.

Weiter nach Osten sind diese Schichten nur an wenigen Punkten und zwar sehr unvollständig erschlossen. Die tieferen Bänke finden wir im Profil XXII (Hespe II) in Gestalt von ca. 7 m blauen, sandig-oolithischen Kalks, der im oberen Teil ziemlich häufig Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill. und Rhynchonellen aufweist, im unteren seltener Gastropoden, Bivalven und Perisphincten. Auch im Langenfelder Profil (XX) sind in demselben Niveau ganz ähnliche Kalke anzutreffen (No. 1—4), die hier jedoch bisher keine Fossilien lieferten. Die höheren Bänke sind teilweise sichtbar im Profil XXIII (Arensburg, Bahneinschnitt), und zwar zunächst der schon von der Zeche „Wohlverwahrt" bekannte ca. 2 m mächtige, braungelbe, eisenschüssige, stark kieselige Kalk, der hier wie dort und, wo sonst das Wohlverwahrtflöz (s. u.) ansteht, das unmittelbar Liegende dieses Erzhorizontes bildet; bei der Arensburg führte er nur zahlreiche verkohlte Pflanzenreste. Im übrigen sind hier nur noch wenige Meter blauen, sandig-oolithischen Kalks aufgeschlossen.

4. Ebenso wie das „Klippenflöz" seinerzeit bei Nammen Veranlassung zu einem lebhaften Bergbau gegeben hat, der erst in den 90er Jahren zum Erliegen kam, hat auch der zweite, nicht minder wichtige Eisenoolithhorizont des Oberen Oxfordien, das „Wohlverwahrtflöz", bei Kleinenbremen einen intensiven bergbaulichen Betrieb ins Leben gerufen. Beide Vorkommen zeigen in verschiedener Hinsicht größte Ähnlichkeit. Ihr größter Erzgehalt scheint einerseits auf die Umgebung von Nammen, anderseits auf die von Kleinenbremen beschränkt zu sein — im Fallen ist hier der Abbau bereits etwa 1700 m weit vorgedrungen. Im Streichen zeigen beide Flöze nach W. geringere Beständigkeit als nach O. Vom Klippenflöz darf dies wohl als feststehend gelten. Ganz ähnlich verhält sich auch das Wohlverwahrtflöz. Nach W. hin war diese Erzzone durch den Stollenbetrieb bisher nur auf wenige hundert Meter festzustellen, jedoch nach O., wenn auch nicht abbauwürdig — soweit die recht spärlichen und dürftigen Aufschlüsse über Tage ein Urteil zulassen —, so doch in relativ großer Beständigkeit bis über Bernsen hinaus nachweisbar. Auch innerhalb dieses Eisenoolithhorizontes ist „die Verteilung des Erzgehaltes keine konstante, sondern ebenfalls auf eine Region schwankender Mächtigkeit, die sich bald mehr am Hangenden, bald näher am Liegenden fortsetzt, verteilt" (s. v. See über das Klippenflöz, p. 663). Bei Steinbergen z. B. ist der größte Eisengehalt zwar auf

eine Schicht von 0,30—0,40 m beschränkt, doch im ganzen (an diesem Punkte vorwiegend darüber) eine über 2 m mächtige Zone mit Eisenoolith nicht zu verkennen. Bei Schermbeck beträgt die Mächtigkeit dieser Region reichen Erzes 0,90 m und selbst in der Kleinenbremener Zeche dürfte sie großen Schwankungen unterworfen sein, wie die großen Halden ausgehaltenen, sandigen, ± oolithischen Kalkes bezeugen. Auch faunistisch vermag ich keinen ausschlaggebenden, eine andere Bildungsweise interpretierenden Unterschied festzustellen. Vollständig erhaltene Fossilien sind in dem „Wohlverwahrt"-Erz durchaus keine Seltenheit; wenn auch Ammoniten bisher nicht gefunden wurden, so kann man doch binnen kurzem daraus, besonders leicht aus den Bergmitteln, viele Versteinerungen sammeln: Arten von *Ostrea*, die im Erz oft mehrere Zoll starke Bänke bilden, *Pecten*, *Terebratula*, Seeigel etc. Im ganzen erscheint das „Wohlverwahrtflöz" nicht als nur lokale „muldenförmige Einlagerung" (v. See), sondern als über größere Erstreckung ausgedehnte Flözbildung.

Mit diesem, also auch bereits über etwas größere Erstreckung — bisher beinahe die Hälfte der bekannten Ausdehnung der Klippenflözzone — nachgewiesenen Eisenoolithhorizont, schließe ich, wie schon gesagt, das Obere Oxfordien.

Wie aus Vorstehendem ersichtlich überwiegen sandig-oolithische Kalke, Dolomitgehalt tritt am stärksten hervor in Gesteinspartien, deren Kalkgehalt wohl hauptsächlich durch Verwitterung bis auf ein Minimum oder bis zum gänzlichen Verlust ausgelaugt ist, so findet sich z. B. auf der Höhe des Mönchebergs anstehend fast reiner Dolomit, wie auch in der Rhodener Feldmark oft gewaltige, herabgestürzte Dolomitfelsen in den Äckern zu finden sind.

In den beschriebenen Schichten des ganzen Gebiets wurden folgende Versteinerungen gesammelt:

Montlivaultia sessilis Münst. (Goldf. Taf. 37 Fig. 15, Roem. Ool. Taf. 1 Fig. 7). XXIV, häufig, jedoch nur selten frei herausgewittert. Zwei weitere Stücke liegen vor von der Paschenburg (Sammlung Holzapfel), eines besitzt eine Höhe von ca. 40 mm und einen Durchmesser von 75 mm (größte Dicke in der Mitte, zum Becherrande sich verjüngend) und ist aufgewachsen auf *Thamnastrea ? concinna* Goldf., das andere zeigt exzentrisch im Hauptkelch (ca. 55 mm Durchmesser, Höhe ca. 25 mm) Spuren eines kleineren Individuums von 16 mm Durchmesser.

Montlivaultia subdispar Fromentel (Pal. franç. Taf. 53 Fig. 1, Koby 3. Teil, Taf. 38 Fig. 1—3). Paschenburg.

Montlivaultia crassisepta From.. Hierunter wurden Formen von einer großen Variationsbreite verstanden. Eine Variation zeigt einen konischen, im allgemeinen dicken und plumpen, schnell in die Breite wachsenden Polypenstock mit relativ schmaler Anwachsfläche, analog den Fig. 5 u. 6 Koby 3. Teil Taf. 36; häufig sind auch Formen, die ich, mich z. T. der Auffassung Milaschewitsch's anschließend, auch hierher rechnen möchte, wie sie in der Pal. franç. als *M. truncata* Edw. et H. Et. (Taf. 46 Fig. 2—3) oder als *M. radicensis* From. et Fer. Et. (Taf. 40 Fig. 1) bezeichnet sind, während sie ja von Koby (p. 123) für Variationen von *M. subdispar* gehalten werden. Eine andere Variation steht der *M. crassisepta* Koby (Taf. 38 Fig. 3—4) am nächsten, der nicht höher werdende Becher ist jedoch breiter. Von *M. crassisepta* (Pal. franç. Taf. 57 Fig. 2) unterscheidet sie sich nur (besonders in der Becherhöhlung) durch dichter stehende Septen. Paschenburg.

Montlivaultia compressa From. (Milasch. Taf. 45 Fig. 1 b u. c). Große Form, mit breitem, komprimiertem Zylinder; ein Stück, der Varietät 1 (s. p. 198) näher stehend, zeigt nahe vom Kelchrande eine kerbenartige Einschnürung. Paschenburg.

Montlivaultia sp. indet. Eine besonders auffällige Art von rübenförmiger Gestalt, durch eine in halber Höhe oder näher dem Kelchrande liegende starke Auftreibung besonders charakterisiert. Der Kelch ist seitlich komprimiert, die Ansatzfläche ist entweder ziemlich breit oder bei stärkerer Verjüngung des unter der Auftreibung liegenden Teils sehr verschmälert. Nach dem Kelchrande zu ist die Verjüngung plötzlicher. Bei einem größeren Stücke sproßt in der Auftreibung ein kleineres Individuum. Die Zahl der Lamellen mag 110 betragen, sie sind sehr grob, doch scheinen auch hier, wie nur teilweise zu sehen, gröbere mit feineren zu alternieren. Die Gestalt erinnert an *M. turgida* Milasch. (Nattheimer Sch. Taf. 47 Fig. 2), die vorliegende Art ist jedoch größer; von den drei vorliegenden Stücken mißt das kleinste 75, das größte 95 mm in der Höhe. Bei diesen Formen kann von keinem „ursprünglichen" und keinem „verjüngten" Individuum die Rede sein, es ist nur eines vorhanden, denn die Lamellen sind ganz regelmäßig gebaut. Paschenburg.

Montlivaultia turbinata Münst. (teste Bölsche und Brauns).

Isastrea helianthoides Goldf. (Taf. 22 Fig. Fig. 4 a, Roem. Ool. Taf. 1 Fig. 4, Quenst. Handb. 2. Aufl. Taf. 74 Fig. 25, Jura Taf. 85 Fig. 10, Becker Taf. 4 Fig. 12). Äußerst häufig am Papenbrink (Prof. XXIV) und besonders unterhalb der Paschenburg (resp. Prof. XXI). Die Art findet sich in unregelmäßigen, dichten Polstern in Gestalt flacher, nahezu rechteckiger Korallenkuchen (1 Stück vom Papenbrink = 130:166 mm), die sich aus dem umgebenden Gestein durch Verwitterung frei herauslösen.

Isastrea explanata Goldf. (Koby Taf. 38 Fig. 14, Taf. 80 Fig. 4, Taf. 81 Fig. 1a). Diese Form ist bei der Paschenburg nur selten; es wurden nur stark angewitterte Stücke gefunden, so daß besonders die Kelchseite der dicken, baumschwammartigen Polster nicht mehr die ursprüngliche Ansicht

zeigt (Koby Taf. 80 Fig. 1 u. 3). Vielleicht sind es nur abgeriebene Exemplare von *helianthoides ?* (S. B. p. 21, Fig. 4 b!! usw.)

Isastrea Goldfussiana d'Orb. (Goldf. Taf. 22 Fig. 4 b, s. Bölsche p. 21). Paschenburg.

Thamnastrea ? (Astrea) concinna Goldf. (Taf. 22 Fig. 1 a, Milasch Taf. 51 Fig. 4 a; cf. Becker Taf. 40 Fig. 2, Koby Taf. 102 Fig. 4).

Microsolena Roemeri Bölsche (= *Astrea agariciles* Roem. Ool. Taf. 1 Fig. 1). Paschenburg (teste Bölsche) und Arensburg (teste Roemer).

Millericrinus sp. Zwei größere Stielbruchstücke. Die Glieder sind walzenförmig und ziemlich hoch. Die Gelenkflächen zeigen sehr grobe und wenige (nur ca. 26) radiale Rippen. Der Nährkanal scheint ziemlich weit zu sein. Das eine Stück hat die Größe und Dicke der Fig. 20 Goldf. Taf. 57 (= *M. Milleri* Schloth.), mit der die Art überhaupt am besten übereinzustimmen scheint, jedoch sind die Glieder nur halb so hoch (auf 43 mm Länge 17 Glieder). Das andere Stück scheint derselben Art anzugehören, ist aber ungünstiger erhalten. XXIV, 14.

Cidaris florigemma Phill. (Echinol. hélv. Taf. 5 Fig. 5 u. 6). Kleinenbremen. Stacheln dieser Art (Bronn. 3. Aufl. Taf. 17, 1 Fig. 13, Dames Taf. 23 Fig. 3) sind in fast allen Schichten eine ziemlich häufige Erscheinung (XIX, 4; XXI, 1; XXII, 1; XXIII, 9; XXIV, 1—3).

Pseudodiadema mamillanum Roem. (Ool. Taf. 2 Fig. 1, Echinol. hélv. Taf. 25 Fig. 2). Kleinenbremen, wahrscheinlich aus dem Wohlverwahrtflöz (Sammlung des Adolphinum).

Stomechinus perlatus Desor [Desmarest] (Echinol. hélv. Taf. 37 Fig. 4). Hespe I.

Echinobrissus scutatus Lam. (Bronn. 3. Aufl. Taf. 17, 1 Fig. 13, Dames Taf. 23 Fig. 3). Die vorliegende Form hat zwar große Ähnlichkeit mit dem ja nahe verwandten *Ech. planatus* A. Roem. (Dames XXII, 4) — relativ niedrig, die Analrinne spitz keilförmig —, jedoch ist die Breite geringer als die Länge. Sie zeigt größte Übereinstimmung mit der Fig. 6 Echinol. hélv. Taf. 45 (= *Ech. Renggeri* Desor), von der hier als *scutatus* beschriebenen Form ist die vorliegende verschieden. Eine andere, etwas höhere Varietät ist nicht zu unterscheiden von dem von Roemer (Ool. XIII, 1) als *planatus* (!) abgebildeten Exemplar, das ebenfalls geringere Breite als Länge zeigt. Stellenweise (z. B. im Steinbruch am Papenbrink in einem an Quarzkörnern reichen Schieferton, Prof. XXIV) sehr häufig.

Echinobrissus planatus A. Roem. (Dames Taf. 23 Fig. 4). Eine etwas größere Form als die von Dames abgebildete, Länge und Breite = 32 mm, Höhe (etwas verdrückt) $11\frac{1}{2}$. XIX. (Sammlung des Adolphinum.)

Pygurus sp. XXIV. aus derselben Schicht wie *Echinobrissus scutatus* Lam.

Serpula quinquangularis Goldf. (Taf. 68 Fig. 8 a, b, d). Die auf der Unterseite eines Korallenstockes von *Thamnastrea ? concinna* Goldf. aufgewachsene Röhre ist zwar größer (ca. 100 mm lang) und dicker (ca. 7 mm am Vorderende), als die von Goldf. (p. 230) aus dem Kimmeridge-Clay beschriebene, gleicht ihr aber in allen übrigen dort angegebenen Eigenschaften. Paschenburg.

Serpula sp. Dichtes Netz abgeriebener, stricknadeldicker, anscheinend nicht sehr dickwandiger Serpeln. Paschenburg. Eine Art, anscheinend in dicken Knäueln aufgewunden, findet sich auffallend häufig in kleinen Kalkknollen, die von den Serpeln fast ganz ausgefüllt werden, in XXIV,10.

Stomatopora dichotoma Lam. (Zittel Hdb. Fig. 442, Quenst. Jura. Taf. 81 Fig. 75, Goldf. Taf. 65 Fig. 1 u. 2). Auf abgestorbenen Muschelbänken (Austern und *Pecten* z. B.) netzartige Überzüge dichotomierender Röhrchen bildend, von ziemlicher Dicke, wie sie Goldf. unter dem Namen *Aulopora intermedia* Mstr. und *dichotoma* Goldf. beschreibt; vergl. auch Beschreibung und Abbildung von Quenstedt (p. 85) und Bronn (Taf. 16 Fig. 25). XXIV.

Rhynchonella lacunosa Quenst. (Haas Taf. 6 Fig. 1, 3, 5 Taf. 5, Fig. 14 u. 15; Quenst. Jura. Taf. 78 Fig. 15, Brach. Taf. 39 Fig. 79). Unter der Unmasse der Rhynchonellen aus No. 3 des Prof. XIX sind hier Formen wie die zitierten Abbildungen nicht selten, wohl nur durch geringere Größe davon verschieden; es fanden sich auch Formen, die nach Haas den Übergang zur *Rh. Arolica* Opp. (Varietät) darstellen (Taf. 4 Fig. 2).

Rhynchonella corallina Leym. (Haas Taf. 1 Fig. 9—13, Loriol Haute-Marne Taf. 26 Fig. 4 u. 5, Boulogne Taf. 25 Fig. 21 u. 25). Von dieser Art liegen verschiedene Varietäten vor. Die eine ist verhältnismäßig flach und dichter berippt mit wenig, gewöhnlich aber überhaupt nicht ausgesprochener Wulst-Sinusbildung wie die Fig. 3—13 Haas Taf. 1. Außerdem eine dicke Form mit sehr grober Berippung und kräftiger, ganz regelmäßiger Sinusbildung (s. besonders Lor. Boul. Taf. 25 Fig. 21!). XIX, 3.

Rhynchonella Amstettensis O. Fraas (Haas Taf. 7 Fig. 1). Eine andere, gedrungenere Form der *Lacunosa*-Gruppe, die zwar nach Haas (p. 44) im allgemeinen einem etwas höheren Niveau angehören soll, aber in den vorliegenden Stücken wohl kaum von der typischen zu unterscheiden ist. XIX, 3.

Rhynchonella pinguis Roem. (Ool. Taf. 2 Fig. 15). Sehr häufig in XIX, 3; XXIII, 1 u. 9; XXIV, 1—3.

Terebratula bisuffarcinata Schloth. (Haas Taf. 18 Fig. 3—5). NW.-Klippen des Bohrbergs.

Zeilleria humeralis Roem. (Loriol Haute-Marne Taf. 25 Fig. 24). NW.-Klippen des Bohrbergs.

Gervillia tetragona Roem. (Oolith. Taf. 4 Fig. 11). NW.-Klippen des Bohrbergs.

Perna rugosa Münst. (Goldf. Taf. 108 Fig. 2). Das vollständigste vorliegende Stück zeigt die Größe, Form und typische konzentrische Runzelung der Art, die aus kurzen Prismen aufgebaute Schale ist allerdings auffallend dünn (1—2 mm), was für *P. mytiloides*, von der sie sich nur durch die vorher angeführten Eigenschaften unterscheidet, ja die Regel ist. XXIV und NW.-Klippen des Bohrbergs.

Lima rigida Desh. (Goldf. Taf. 101 Fig. 7). Paschenburg.

Lima tumida Roem. (Ool. Taf. 14 Fig. 1, Leth. Bruntr. Taf. 34 Fig. 3). Sehr häufig. XIX, 3.

Lima laeviuscula Sow. (Taf. 382). XX.

Lima aff. *Halleyana* Et. (Boehm Kehlheim Taf. 22 Fig. 1; cf. Loriol Haute-Marne Taf. 22 Fig. 1). Das einzige, in einem Steinkern und dazu gehörigen Abdruck vorliegende Stück gleicht vollständig dem von Boehm abgebildeten nach Größe, Skulptur und Berippung, 7 breite, sehr kräftige Rippen treten besonders hervor, ob nach dem Rande zu noch einige (je zwei nach jeder Seite) schwächere folgen, ist an dem Stücke nicht zu entscheiden. XXII, 3.

Pecten varians Roem. (Ool. Taf. 3 Fig. 19), linke Klappe. XXIV.

Pecten sublaevis Roem. (Ool. Taf. 3 Fig. 16). Ein Exemplar in der von Roemer abgebildeten Erhaltungsart, der vorhandene Rest der oberen Schale läßt eine genauere Bestimmung nicht zu, doch scheint mir diese Form jedenfalls nicht zu *Pecten comatus* Münst. (s. Brauns p. 340) zu gehören. XXIV.

Pecten vimineus Sow. (Taf. 543 Fig. 1 u. 2, Leth. Bruntr. Taf. 36 Fig. 2 = *articulatus* Schloth.). Relativ häufiger *Pecten*, der im allgemeinen mehr (über 20) Rippen trägt, als der von Sowerby abgebildete, seltener kommen Formen vor von der Größe der von Thurmann und Etallon gegebenen größeren Figur, diese Form ist unten noch breiter als Abbildung (= *articulatus* Schloth., s. v. Seebach p. 97) und trägt auch noch mehr Rippen (25—30). XXII, 4. Von XX ein Stück mit ca. 27 Rippen.

Pecten cf. *vitreus* Roem. (Ool. Taf. 13 Fig. 7). Dünnblätterige, konzentrisch dicht gestreifte Schale von der Größe der Abbildung, die Gestalt jedoch mehr dem *Pecten solidus* Roem. (Taf. 13 Fig. 5) gleichend, der ja von Brauns als synonym mit diesem angesehen wird (p. 342). Paschenburg.

Ostrea solitaria Sow. (Roem. Ool. Taf. 3 Fig. 2), häufig, XXIV und XX, 9.

Ostrea multiformis Dunk. et Koch (Taf. 5 Fig. 11 d, e und u). XXIV.

Ostrea cf. *deltoidea* Sow. (Taf. 148, Goldf. Taf. 80 Fig. 5 b = *explanata*), unvollständig, von der typischen Form, die nach Brauns (p. 345) im Korallenoolith Norddeutschlands häufig sein soll, durch breiteren Wirbel unterschieden. XXIV.

Ostrea sp. Grosse, vollständig mindestens 70 mm messende Auster, mit konzentrischen, in ziemlich weitem Abstande aufeinander folgenden unregelmäßigen, flachen Wülsten und besonders markanter, grober, radialer Streifung, wie sie ähnlich bei der von Loriol (Boulonnais Taf. 24 Fig. 9 und Haute-Marne Taf. 23 Fig. 17 u. 18) beschriebenen *O. multiformis* Dkr. et K. vorkommt. Steinbruch auf der Masch (Rhoden).

Ostrea sp., in Kinderhandgröße, dickschalig, unbekannten Umrisses, da bisher kein vollständiges Exemplar aus dem harten Kalk zu erhalten war. XX, 9.

Alectryonia gregaria Sow. (Goldf. Taf. 74 Fig. 2 a—d, Zieten Taf. 46 Fig. 2 = *carinata*), häufig. XXIV. Paschenburg.

Gryphaea controversa Roem. (Ool. Taf. 4 Fig. 1). XXIV.

Exogyra reniformis Goldf. (Taf. 86 Fig. 6 u. 7). XXIV und NW.-Klippen des Bohrberges.

Modiola aequiplicata Stromb. (Goldf. Taf. 131 Fig. 7 = *subaequiplicata* Roem.). XXIV und NW.-Klippen des Bohrbergs.

Modiola sp. (wahrscheinlich *bipartita* Sow.). Schurf im Wohlverwahrtflöz. Schermbeck.

Arca sp. Steinkerne, cf. Roemer Ool. Taf. 14 Fig. 2.

Trigonia maxima Agass. (Taf. 4 Fig. 6—9, Loriol Haute-Marne Taf. 18 Fig. 3). Hespe I.

Trigonia Meriani Agass. (Taf. 11 Fig. 9 u. 10, Loriol: Couches corall. inf. bern. Taf. 28 Fig. 1 u. 2, cf. Leth. Bruntr. Taf. 26 Fig. 2). Hespe I.

Isocardia cf. *transversa* Münst. (Goldf. Taf. 140 Fig. 8). Nur ein unvollständiger Steinkern. XIX, 3.

Ceromya orbicularis Roem. (Ool. Taf. 7 Fig. 5, Goldf. Taf. 140 Fig. 3 u. 4). NW.-Klippen des Bohrbergs.

Pleurotomaria grandis Roem. Die auch im Korallenoolith der Hilsmulde und der Hildesheimer Gegend nicht seltene Art hat die Gestalt eines stumpfen Kegels mit einem Gehäusewinkel von wenig über 90°. Die Windungen sind gewölbt und haben rhomboidalen Querschnitt. Die Basis ist flach, der Nabel weit. Der Unterrand ist namentlich bei Steinkernen ziemlich scharfkantig. Die Schale ist mit kräftigen und scharfen, etwas ungleichmäßigen Spirallinien bedeckt, Anwachsstreifung ist bei den vorliegenden Stücken nicht zu beobachten. Ein besser erhaltenes Exemplar zeigt an einer der Schale entblößten Stelle flache Höcker, die Roemer als besonders charakteristisch für seinen *Trochus tuberculosus* (Ool. p. 150, Taf. 10 Fig. 14) bezeichnet, so daß zweifellos diese Art, wie schon Brauns vermutet (s. p. 229), als Synonym aufzufassen ist. Gleichfalls dürfte *Pleurotomaria (Trochus) acutimargo* Roem. eine von diesem Autor ebenfalls (Taf. 20 Fig. 7, p. 45) nach einem Steinkern aufgestellte Art, in einer mir ebenfalls vorliegenden, hier ebenso häufig vorkommenden Erhaltung, hierher zu rechnen sein. *Pl. jurensis* Ziet., die ebenfalls großwüchsige, häufige süddeutsche Weißjuraform (s. Sieberer p. 53) ist zum mindesten nahe verwandt; häufig. XIX, 3.

Phasianella striata Sow. Diese Art erweist sich hier als eine wichtige Leitform des Unteren Korallenooliths. Sie ist sehr häufig in den die Klippenflözzone unterlagernden und sich deutlich von dieser abhebenden reineren Kalken: XIX, 3, XX, 7, XXIII, 9. Über dem Klippenflöz, wo auch ein Komplex reineren Kalkes (No. 1—3 Prof. XXIV) auftritt, wurde sie bisher nicht festgestellt, v. See erwähnt sie allerdings als große Seltenheit aus No. 8 seines Kleinenbremer Profils (ca. 15 m . . . Kalk"). Die Art kommt vor in zwei Varietäten. Bei Langenfeld überwiegt die kürzere, dickere Varietät (Pal. franç. Taf. 325 Fig. 1), es fand sich auch ein Stück mit Mundrand, das auf dem letzten Umgang recht deutliche, die Spiralstreifen senkrecht kreuzende Rippen zeigt, unmittelbar vor dem Lippenrande werden sie besonders kräftig, breit bandförmig und wechseln mit gleich breiten und gleich verlaufenden Depressionen ab. Die schlankere Varietät ((Pal. franç. Taf. 324 Fig. 15, Roem. Ool. Taf. 10 Fig. 1, Leth. Bruntr. Taf. 5 Fig. 17), hier seltener, findet sich häufig z. B. bei der Arensburg. XXIII, 9.

Chemnitzia Heddingtanensis Sow. (Taf. 39 Fig. 2, Roem. Ool. Taf. 10 Fig. 3, d'Orb. Pal. franç. Taf. 244) Messingegge (Sammlung des Adolphinum) und NW.-Klippen des Bohrbergs.

Chemnitzia cf. *Clytia* d'Orb. (Pal. franç. Taf. 246). Nur ein Steinkern, der nach dem Gehäusewinkel zu dieser Art gehört. NW.-Klippen des Bohrbergs.

Chemnitzia sp. Hespe I, NW.-Klippen des Bohrbergs.

Natica cf. *Danae* d'Orb. (Taf. 296 Fig. 4). XXIV.

cf. *Natica turbiniformis* Roem. (Ool. Taf. 10 Fig. 12). Eine Form, die sich von der von Roemer aus dem Kimmeridge beschriebenen wohl kaum unterscheiden läßt, Thurmann und Etallon beschreiben sie bereits aus dem Hypoastartien; das Stück könnte allerdings verschleppt sein. XXIII.

Natica sp. NW.-Klippen des Bohrbergs.

Pseudomelania Kobyi Loriol (Couches corall. inf. bern. 2. Teil. Taf. 11 Fig. 1). Ein Steinkern, von *P. liesbergensis* durch schlankere Gestalt unterschieden, vergl. auch *P. Delia* d'Orb. (Taf. 250 Fig. 3 u. 4), die allerdings dem Kimmeridge angehört. XXII, 3.

Pseudomelania cf. *liesbergensis* Loriol (Rauracien inf. bern. Taf. 2 Fig. 1—3). Relativ häufige Steinkerne, die den von Loriol beschriebenen am nächsten stehen. Eine sichere Identifizierung ist aber nicht möglich, da weder (s. p. 6) von den Formen des Berner Rauracien noch von dieser bisher Schalenexemplare bekannt sind. XXII, 3.

Nerinea fasciata Voltz (Roem. Ool. Taf. 11 Fig. 31, cf. d'Orb. Pal. franç. Taf. 268 Fig. 3 u. 4). Pfriemenförmige Gehäuse, deren Windungen mit ca. 6 Spiralstreifen bedeckt sind (cf. Quenst. Jura. 94, 18), ob diese gekörnelt sind, war bisher nicht nachweisbar; nicht selten sind auch Formen, die sehr an die *Turitella jurassica* Quenst. (Taf. 94 Fig. 20) erinnern; die Mündungen waren nie zu beobachten, sodaß die Bestimmung immerhin noch zweifelhaft ist. Sehr häufig. XIX, 3. NW.-Klippen des Bohrbergs.

Acteonina sp. NW.-Klippen des Bohrbergs.

Nautilus giganteus d'Orb. (Taf. 36). Bleeksgrund.

Perisphinctes orientalis (Siem.) Loriol (Oxf. d. Jur. Léd. Taf. 10 Fig. 1). XXII, 3.

Perisphinctes Wartae Buk. (Czenstochau Taf. 3 Fig. 1). Steinbruch im „Gänseei".

Perisphinctes sp. indet. Ein großes Bruchstück einer weitnabligen, niedermündigen Form mit ziemlich dichten, anfänglich auf dem steilen Nabelabfall schräg nach hinten gestellten, aber bereits über dem schwach gerundeten Nabelrand gebogenen und auf den Flanken schräg nach vorn geschwungenen, anscheinend ungespaltenen Rippen. Hespe I.

Perisphinctes sp. indet. Unterscheidet sich von dem vorigen Typ durch feinere und dichtere Berippung, außerdem scheinen dreigespaltene Rippen die zweigespaltenen zu überwiegen. XX, 7.

Aspidoceras perarmatum Sow. (cf. Quenstedt Amm. d. schwäb. Jura. Taf. 95 Fig. 26 u. 27). XXIV, 16.

Strophodus-Zahn, 35 mm lang, 20 mm breit. Hespe I.

Sericodon-Zahn, Wohlverwahrtflöz, Kleinenbremen.

Die Fauna ist zwar bisher auf recht wenig Arten beschränkt, doch verleiht sie diesen Schichten ein weiteres charakteristisches Gepräge. Als leitend sind anzusehen vor allem Perisphincten aus

der Gruppe des *plicatilis* Sow. und andere, bisher wegen unzulänglichen Materials noch nicht genauer präzisierte Formen, die sich in dem Gebiet auf das Obere Oxfordien beschränkt zeigen. Daneben ist *Phasianella striata* Sow. als Leitfossil, soweit ich's übersehen kann, für diesen ganzen Abschnitt von Wichtigkeit. Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill. (s. Fossilliste) fanden sich häufig nicht nur im unteren, sondern auch im mittleren und oberen Teile. Korallen, in größerer Vergesellschaftung, treten in mehreren Horizonten auf, zunächst dicht über der Grenze zum Unteren Oxfordien (s. Profil XXI, 4 und besonders 5). Darüber folgt ein zweiter, noch unter dem Klippenflöz liegender Korallenhorizont, der vielleicht von dem vorigen (vielleicht auch von dem nächsten) nicht scharf zu trennen ist, anstehend war er bisher nicht zu beobachten, da der steile, von der Paschenburg[1] gekrönte Hang zu wenig zugänglich ist. Zwei weitere sind am Papenbrink aufgeschlossen: der dritte gehört dem Klippenflöz an (Profil XXIV, 13 und 14) und der vierte liegt dicht unter dem Wohlverwahrtflöz (XIV, 1). Eine Gliederung des Korallenooliths auf paläontologischer Grundlage war bislang nicht durchführbar.

Unteres Kimmeridgien.

In der bei Kleinenbremen etwa 35 m mächtigen Schichtenfolge lassen sich in petrographischer Hinsicht drei Unterabteilungen unterscheiden. Die untere besteht aus blaugrauen, festen, fast durchweg oolithischen Kalken von einer bei Kleinenbremen und Luhden zu beobachtenden Mächtigkeit von rund 20 m, die mittlere aus einer nur geringmächtigen, aber sehr fossilreichen, im äußersten Osten des Gebiets, bei Langenfeld, anscheinend nicht mehr vorhandenen Folge von blauen, etwas lichteren, ± mergeligen, dichten Kalken und Tonen, während für die obere — zurzeit nur in Kleinenbremen mit ca. 12 m Mächtigkeit vollständig erschlossen — feinkörnige, schmutzig weiße bis graue, gelbe und rötlich gefärbte, z. T. quarzitische Sandsteine besonders charakteristisch sind.

1. Die festen, blaugrauen, z. T. stark eisenschüssigen, oolithischen Kalke sind zurzeit am vollständigsten erschlossen in Kleinenbremen (Tunnelsteinbruch der Zeche), bei Luhden und in den

[1] s. in der Fossilliste unter diesem Fundpunkt.

beiden Steinbrüchen auf der „Springerheide", sonst sind sie nur in ganz flachen Brüchen, bei der Arensburg, Rannenberg und Langenfeld angeschnitten. Die oolithische Struktur herrscht in diesem Gestein vor, nur ganz vereinzelt sind Bänke dichten Kalks zu verzeichnen: No. 13, XXX, No. 5 und 6, XXIX. Bemerkenswert ist der Sand- und der allerdings nur geringe Dolomitgehalt. Der Kalkgehalt ist zu unbedeutend, als daß die Steine gewinnbringend zum Kalkbrennen verwandt werden könnten[1]. Sowohl bei Kleinenbremen wie bei Luhden findet sich in gleichem Niveau eine 3,50 m mächtige Zone, die durch Diagonalschichtung ausgezeichnet ist (XXIX, 9 und XXX, 17), im Profil XXVII dürften ihr No. 4—6 entsprechen, wenn dies charakteristische Merkmal auch auf No. 4 beschränkt erscheint. Dieser Vergleich und der Umstand, daß diese Kalke bei Bernsen allem Anschein nach topographisch einen größeren Raum einnehmen, legt den Schluß nahe, daß die Mächtigkeit des ganzen Komplexes nach Osten noch um einige Meter zugenommen hat. Faunistisch sind diese, petrographisch dem Oberen Oxfordien ja sehr ähnlichen und wohl aus diesem Grunde noch in jüngster Zeit (s. z. B. v. See p. 664) zu diesem gerechneten Sedimente ausgezeichnet durch zahlreiche, typische Arten des Kimmeridgien (s. u.!), über 30 konnten bis jetzt darin nachgewiesen werden. In zwei Profilen ließen sich, besonders aus der Gegend von Hannover bekannt gewordene Nerineenbänke (XXVII, 6 und XXX, 14) beobachten.

An der Porta zeigen die äquivalenten Schichten große Ähnlichkeit. Sie sind nach v. See (s. p. 669 und 670) etwas über 11 m mächtig und bestehen hauptsächlich aus stark eisenschüssigen, oolithischen und dichten, dolomitischen Kalken, daneben aus Tonen und Sandsteinen.

2. Die besonders fossilreiche, aus blauen, etwas lichteren, ± mergeligen, dichten Kalken, sowie aus Tonen sich zusammensetzende, mittlere Zone zeigt auf weite Verbreitung im wesentlichen das gleiche Bild; selbst an der Porta ist sie noch in derselben Ausbildung vorhanden. Nur die Mächtigkeit ist verschieden. Diese beträgt an der Porta nach v. See 4 m, bei Kleinenbremen (XXX, 10) 2,40 m, bei Luhden (XXIX, 3) 3 m, bei Steinbergen

[1] Die im Profil angeführten Analysen verdanke ich Herrn Betriebsführer Sassmann.

(XXVIII, 3) 6,30 m und bei Rannenberg noch wenigstens 4 m. Bei Langenfeld hingegen ist diese petrographische Zone (XXV) nicht mehr vorhanden, denn die festen, blaugrauen, oolithischen Kalke werden hier unmittelbar überlagert von Gesteinen der obersten Zone.

3. Bei Kleinenbremen ist der im ganzen Weser-Wiehengebirgszuge als solcher aufgefaßte Grenzhorizont zum Mittleren Kimmeridgien zurzeit am vollständigsten und zwar in einer Mächtigkeit von 12,55 m (XXX, 1—9) aufgeschlossen. Sandsteine, Tone, Mergel und Kalke in lebhaftem Wechsel setzen ihn zusammen, ein Wechsel, der der ganzen Schichtenserie den Stempel des Unruhigen und Unbeständigen aufdrückt. Schon in ein und demselben Aufschluß zeigen einige Bänke (s. z. B. XXX, 6) große Veränderlichkeit. Erscheint es deshalb als ziemlich ausgeschlossen, einzelne Bänke über große Strecken zu verfolgen, so ist doch bei der Kartierung der Grenzhorizont in seiner Gesamtheit unschwer festzustellen. Ein vorzügliches Hilfsmittel liefert der überall darin vorhandene Sandstein, der vom Süntel im gleichen Niveau durch Scholz bekannt geworden ist. An der Porta besitzt er nach v. See eine Mächtigkeit von 8 m.

Die genannten Aufschlüsse lieferten folgende Versteinerungen:

Goniolina geometrica Roem. (Ool. Taf. 18 Fig. 39). XXVI, 1—3.

Apiocrinus sp., halber Kelch, Centrodorsalplatte und Basalia. XXIX, 3.

Hemicidaris crenularis Lam. (Echinol. hélv. Taf. 16 Fig. 6). Nur halb so groß als Abbildung. Schon Roemer erwähnt diese Art vom Süntel (Ool. p. 25). XXVII, 3.

Pedina sublaevis Agass. (Echinol. hélv. Taf. 40 Fig. 1—4, Bronn. Taf. 17 Fig. 10). XXIX, 3.

Serpula sp. Dichtes Netzwerk dicker (bis 4 mm Durchmesser) Röhren, die schlechte Erhaltung der Schale läßt keine genauere Bestimmung zu. XXVI, 1—3.

Lingula sp. indet. Aus dem Sandstein des Profils XXVIII. 7 mm lange und nicht ganz 4 mm breite Form. Die Schale ist gleichseitig und flach, dünn, hornartig glänzend, ihre Gestalt zungenförmig; der Stirnrand ist abgestutzt, seine Ecken sind abgerundet, die Wirbelregion ist spitz. *L. tenuissima* Bronn (Taf. 13 Fig. 6 b), der sie am meisten gleicht (Quenst. Petref. Taf. 49 Fig. 37) ist doppelt so groß, die anderen Triaslinguliden ja noch größer. Die von Quenstedt erwähnten Juraformen *L. Beanii* Phill. (Braun. Jura β) und *L. zeta* Quenst. (Weiß. Jura ζ) besitzen beide weit bedeutendere Größe und stumpfere Wirbelregion, ebenso *L. ovalis* Sow. (Taf. 19 Fig. 4, Daw. Monogr. III. Taf. 18 Fig. 14) aus dem Kimmeridge Clay.

Rhynchonella pinguis Roem. (Taf. 2 Fig. 15, Leth. Bruntr. Taf. 42 Fig. 5, Loriol Haute-Marne Taf. 26 Fig. 6—8, 12, 15). In großer Formenmannigfaltigkeit und Individuenzahl; durch verschieden weit fortgeschrittene Sinusbildung ausgezeichnete Varietäten überwiegen. XXVI, 1—3; XXVII, 3 u. 5.

Rhynchonella pectunculoides Et. (Haute-Marne Taf. 26 Fig. 1—8, Leth. Bruntr. Taf. 42 Fig. 3). Häufig. XXVII, 3 u. 5; XXIX, 3.

Rhynchonella semiconstans Et. (Leth. Bruntr. Taf. 42 Fig. 3 u. 4). Häufig. XXVII, 3 u. 5.

Terebratula bicanaliculata Schloth. Unterscheidet sich nach v. Seebach von der nahe verwandten *T. subsella* nur durch flachere, kleine Schale und kürzere Falten. Die typische Form (Zieten Taf. 40 Fig. 5, v. Seebach Taf. 2 Fig. 2) findet sich selten, häufiger sind die verschiedensten Varietäten, die von kaum oder jedenfalls nur sehr schwach gefalteten zu dem stark gefalteten Typ hinüberleiten. Sehr häufig, aber nur selten gut erhalten. XXVI, 1—3; XXVII, 3 u. 5; XXIX, 3.

Terebratula sp. sp. indet. Noch nicht beschriebene, biplicate Terebrateln (vergl. z. B. Haute-Marne Taf. 25 Fig. 13), die sich um den Formenkreis der *T. subsella* Leym. anordnen. XXVII, 3 u. 5.

Terebratula insignis Schübl. (Dav. Taf. 13 Fig. 1) var. *Maltonensis* Opp. XXVII, 3 u. 5.

Terebratula Gallienei d'Orb. (Roem. Ool. Taf. 2 Fig. 5 = *globata* Roem. s. v. Seebach p. 88, Haas Teil 3 Taf. 12 Fig. 2). XXVII, 3 u. 5.

Terebratula Andelotensis Haas (Teil 3 Taf. 13 Fig. 10 u. 11). Von dieser Art liegt nur ein Stück vor. Es hat pentogonalen Umriß, ziemlich kräftige Wirbelgegend und massigen Schnabel, die Falten sind ganz schwach angedeutet. XXVII, 5.

Terebratula Zieteni de Loriol (Haas Taf. 19 Fig. 6). XXVII, 3 u. 5.

Zeilleria humeralis Roem. (Haute-Marne Taf. 25 Fig. 21 u. 26). Formen wie diese am häufigsten, ein Stück wie Taf. 25 Fig. 23; sie nehmen anscheinend eine Zwischenstellung ein zwischen dem von Roemer (Ool. Taf. 18 Fig. 14) abgebildeten Typus, der bisher nicht gefunden wurde, und der von Roemer (Ool. Taf. 2 Fig. 13) *tetragona* benannten Form. XXVII, 3 u. 5; XXVIII, 3.

Zeilleria sp. sp. indet. Unbeschriebene Formen aus der Gruppe der *humeralis* Roem. XXVI, 1—3.

Pinna ampla Sow. (Taf. 7, Goldf. Taf. 129 Fig. 1, cf. *granulata* Sow. Taf. 347). Zwei große, nicht ganz vollständige, mit Schale (mit pyritischem Überzug) erhaltene Stücke, die nach ihrer Skulptur, soweit ein Vergleich mit der Sowerby'schen Abbildung möglich ist, *P. ampla* Sow. gleichen, wie sie genauer von Goldfuss gezeichnet wird, dessen Figur, wie schon v. Seebach (p. 111) hervorhebt, größere Übereinstimmung mit dieser Art als mit *P. granulata* zeigt, als deren Synonym er allerdings, wie auch Oppel und Brauns „*P. ampla* Goldf." anführen. XXIX, aus dem unteren oolithischen Kalk.

Pinna ex aff. *suprajurensis* d'Orb. Ein Spitzenbruchstück von 35 mm Länge, fein radial gestreift und mit bogenförmigen, leicht welligen Querwülsten

versehen, dürfte vielleicht hierher gehören; es erinnert in Gestalt und Skulptur sehr an die *P. mitis* Ziet. aus tieferen Schichten. XXIX, 3.

Perna subplana Et. (Haute-Marne Taf. 21 Fig. 1, Leth. Bruntr. Taf. 31 Fig. 4). Gleicht vollkommen der aus der „Zone mit *Terebratula humeralis*" von Loriol beschriebenen Form, nicht so sehr der Originalabbildung Etallon's. Aus dem unteren oolithischen Kalk. XXIX.

Perna rugosa Goldf. (Taf. 108 Fig. 2, Lor. et Pellat, Boulogne Taf. 10 Fig. 2). Sehr häufig in den Austernbänken, von *Ostrea multiformis*, *rugosa* und anderen inkrustiert. XXVI, 1—3; XXVIII, 3.

Gervillia tetragona Roem. Eine besonders auf der Springerheide in den festen oolithischen Kalken häufige Form, die nach Größe, Schloßbau usw. vollständig mit der besonders im mittleren Kimmeridgien und Portlandien häufigen übereinstimmt, von *G. aviculoides* Sow. (Taf. 511), die sonst sehr ähnlich ist, unterscheidet sie sich schon durch geringere Größe. XXVII, XXIX, 3.

Pecten cf. *strictus* Roem. (Scholz leg.). XXVI, 1—3.

Pecten cf. *Flamandi* Contejean (Lor. et Pellat, Boulogne Taf. 22 Fig. 6). Ein Stück von der Größe und dem Umriß der Abbildung, die konzentrische Streifung ist jedoch breiter und nicht so dicht. An der Quelle der Rannenberger Wasserleitung.

Pecten sp. Gleichlappige und nahezu gleichseitige Art, die oberste Schicht konzentrischer Linien kaum noch vorhanden, die linken Klappen sehr merklich gewölbt, die rechte flacher, das Ohr radial gestreift und wahrscheinlich in ganz intaktem Zustande ebenfalls konzentrisch liniert, beide Schalen zeigen wellenförmige radiale Berippung. Relativ häufig. XXVII.

Lima subantiquata Roem. (cf. Ool. Taf. 13 Fig. 15). Eine sehr häufige, gesellig auftretende Form, deren äußere Gestalt zwar mehr der von *L. ovalis* Desh. (Goldf. Taf. 101 Fig. 4) gleicht — außerdem wurde sie stets größer beobachtet —, aber die Skulptur ist mit der von A. Roemer gekennzeichneten identisch. XXVII.

Hinnites inaequistriatus (Volz) Bronn (Dollfuss, le Havre Taf. 16 Fig. 1, cf. Haute-Marne Taf. 23 Fig. 1 a). Eine Schale mit nicht sehr dicht stehenden, radialen Rippen, stärker entwickelt auf der rechten Schalenhälfte, auf der Mitte schwächer werdend und weiter nahezu oder ganz verschwindend. Mehrere kleine, stecknadelknopfgroße Auftreibungen. XXVI, 1—3.

Ostrea pulligera Goldf. (Haute-Marne Taf. 24 Fig. 1—6). Sehr zahlreich, kolonienweise angehäuft. XXVI, 1—3; XXIX, 3.

Ostrea explanata Goldf. XXVIII, 3.

Ostrea multiformis Dunk. et Koch (Taf. 5 Fig. 11 d u. e). Sehr häufig. XXVI, 1—3; XXVII.

Ostrea Bruntrutana Thurm. (Haute-Marne Taf. 24 Fig. 16). XXVI, XXVII.

Ostrea sp. Kinderhandgroße (s. z. B. Haute-Marne Taf. 24 Fig. 27 = *O. cotyledona* Centejeau), unregelmäßig begrenzte, dickschalige Form, nicht näher bestimmbar, da es bisher nicht möglich war, vollständige Stücke aus dem harten Felsen zu lösen. XXVII.

Exogyra virgula Defrance (Goldf. Taf. 86 Fig. 13, Leth. Bruntr. Taf. 39 Fig. 10, Boulogne Taf. 11 Fig. 1). Feste Bänke bildend; nur kleine, bis zu 12 mm große Exemplare wurden beobachtet, im übrigen aber nicht von der typischen Form unterschieden. XXVIII, 3.

Exogyra reniformis Goldf. (Taf. 86 Fig. 6 u. 7). XXV, Sandstein.

Mytilus pectinatus Sow. (Taf. 282). XXIX, unterer oolithischer Kalk.

Mytilus jurensis Merian (Leth. Bruntr. Taf. 29 Fig. 4, Roem. Ool. Taf. 4 Fig. 10). Häufig. XXVI, 1—3; XXVIII, 3; XXIX, 3.

Modiola aequiplicata Stromb. (Boulogne Taf. 18 Fig. 21, Tonnerre Taf. 9 Fig. 7). Die vorliegende Form gleicht Roemer, Ool. Taf. 5 Fig. 7 und Goldf. Taf. 131 Fig. 7 (= *subaequiplicata*), die stumpfe diagonale Rückenkante ist jedoch bei weitem markanter (vergl. Goldf. Taf. 131 Fig. 3), als im allgemeinen dargestellt wird. Sehr häufig. XXVI, 3—5; XXVII; XXIX, 3.

Modiola sp. XXV, Sandstein.

Cucullaea cf. *texta* Roem. (Haute-Marne Taf. 18 Fig. 9 u. 10, Roem. Ool. Taf. 19 Fig. 2). Zahlreiche, weil nicht das geringste von Skulptur erhalten ist, nicht sicher bestimmbare Steinkerne, die dem unter dem Namen *Cucullaea longirostris* Roem. aus dem Kimmeridge beschriebenen gleichen und wohl einer Form wie *Cucullaea texta* Roem. angehören. XXVII, XXIX, unterer oolithischer Kalk.

Trigonia papillata Agass. (Taf. 5 Fig. 10—14). XXIX, unterer oolithischer Kalk; XXVI, 1—3; sehr häufig, besonders in XXVII, 6.

Trigonia muricata Goldf. (Taf. 137 Fig. 1, Leth. Bruntr. Taf. 25 Fig. 1). XXIX, unterer oolithischer Kalk und No. 3.

Trigonia cf. *Bronnii* Agass. XXVI, 1—3 (Scholz legit.).

Astarte bernojurensis Et. (Boulogne Taf. 15 Fig. 41, cf. Taf. 15 Fig. 40 und Leth. Bruntr. Taf. 23 Fig. 12). Steinkern. XXVII.

Astarte cf. *robusta* Et. (Loriol, Couches corall. inf. bern. Taf. 24 Fig. 13—15). Steinkern. XXVII.

Isocardia cornuta Klöden (Leth. Bruntr. Taf. 21 Fig. 7, Roem. Ool. Taf. 19 Fig. 14, v. Seebach Taf. 4 Fig. 3, Haute-Marne Taf. 14 Fig. 1 u. 2). Unverdrückte, aber nicht ganz vollständig erhaltene Steinkerne, die mit der Loriol'schen Abbildung am besten übereinstimmen. Ein kleineres, wahrscheinlich am Unterrand korrodiertes Stück (leg. Scholz) ist doppelt so groß als Loriol Taf. 14 Fig. 2, sonst aber ganz gleich. Nicht selten. XXVI.

Isocardia sp. Länglich herzförmig, gleichklappig, nahezu so breit wie hoch, ziemlich aufgeblähte Schale mit dichter, konzentrischer Streifung. Vom Wirbel verläuft zum unteren hinteren Rand ein scharfer Kiel. Die vor diesem Kiel liegende Abdachung ist bei weitem größer als die hintere, außerdem stark gewölbt, während die hintere schmal und schwach ausgehöhlt ist. Die kräftigen, sehr genäherten Wirbel sind nach vorn umgebogen. Kleine Lunula. XXVI.

Lucina plebeja Contejean (Taf. 12 Fig. 8). XXVIII, 3.

Lucina cf. *substriata* Roem. (Taf. 7 Fig. 18). Größer als der von Roemer beschriebene Steinkern, sonst aber sehr ähnlich. Quelle der Rannenberger Wasserleitung. XXVI, 1—3.

Pronoë nuculaeformis Roem. (Ool. Taf. 7 Fig. 11, Leth. Bruntr. Taf. 21 Fig. 4). Sehr häufig. XXIX, 3 usw.

Pronoë Brongniarti Roem. (Ool. Taf. 8 Fig. 2, Leth. Bruntr. Taf. 21 Fig. 1). Nur kleine Formen in verschiedenen Varietäten. XXVI.

Pronoë sp. Klein, im Sandstein des Profils XXV und bei Rannenberg.

Pleuromya tellina Agass. (Haute-Marne Taf. 10 Fig. 8). XXIX, 3. Ein weiteres Stück von XXVII, das nur wenig größer ist als die Abbildung; nach Abstutzung und Lage der Wirbel nimmt es eine Zwischenstellung ein zwischen *Pl. recurva* Agass. (Taf. 29 Fig. 9—11) und *Pl. sinuosa* Roem. (Taf. 19 Fig. 24) einerseits und *Pl. tellina* Agass. (Taf. 29 Fig. 7 u. 8) anderseits. Der unter dem Namen „*Nucula gigantea*" von Roemer (Ool. Taf. 6 Fig. 5) beschriebene Steinkern, der eine ganz ähnliche Gestalt besitzt, gehört wohl eher zu einer Form wie *Pronoë nuculaeformis* Roem. (Pictet) Leth. Bruntr. Taf. 21 Fig. 4.

Pleuromya sinuosa Roem. (Taf. 19 Fig. 14). Etwas über halbe Größe der Abbildung, ebenfalls identisch mit *Pl. recurva* Agass., ausgezeichnet durch steil abgestutzten Vorderrand mit schwacher, radial vom Wirbel ausgehender Depression.

Pholadomya paucicosta Roem. (Ool. Taf. 16 Fig. 1, Leth. Bruntr. Taf. 16 Fig. 1). XXVI, 1—3; XXIX, 3; häufig.

Pholadomya orbiculata Roem. (Ool. Taf. 15 Fig. 8). XXIX, 3.

Pholadomya myacina Agass. (Taf. 7c Fig. 7, Leth. Bruntr. Taf. 15 Fig. 9). XXVI, 1—3.

Pholadomya hemicardia Roem. (Haute-Marne Taf. 11 Fig. 7). XXVI, 1—3; doppelt so groß als Abbildung. (Scholz leg.)

Pholadomya Protei Brongn. (Agass. Taf. 7b Fig. 10). Mit vier dicht stehenden, verwischten, radialen Rippen. XXVI, 1—3.

Pholadomya sp. Schmale, längliche Form, die in der äußeren Gestalt einige Ähnlichkeiten mit *Ph. complanata* Roem. (Leth. Bruntr. Taf. 17 Fig. 3) aufweist, das einzige davon vorliegende Stück ist jedoch noch größer und länger, außerdem ist die Berippung eine andere, es strahlen nämlich vom Wirbel schräg nach hinten, in ziemlich weitem Abstande voneinander, vier kräftige, infolge der dichten Anwachsstreifung geknotet erscheinende Rippen aus. XXVI, 1—3.

Thracia incerta Roem. (Ool. Taf. 8 Fig. 7). XXVI, 1—3; XXVIII, 3; nicht selten.

Pleurotomaria cf. *Hesione* d'Orb. (Boulogne Taf. 10 Fig. 13). Steinkern. XXIX,3.

Pleurotomaria cf. *tornata* d'Orb. (Taf. 422 Fig. 8 u. 10). Steinkern mit ziemlich weitem Nabel, der nach Form und Höhe der Umgänge vielleicht wohl auf diese Art zu beziehen ist, an der Nabelseite ist ein kleines Stückchen Skulptur erhalten, die kräftige Spirallinien zeigt, sie kreuzende Linien sind kaum kenntlich. XXVII.

Pleurotomaria cf. *Münsteri* Roem. Dieser Steinkern ist größer, hat ebenfalls einen weiten Nabel, aber mehr rundliche Umgänge und ein höheres Gehäuse. XXVII.

Pleurotomaria cf. *Philea* d'Orb. (Taf. 428 Fig. 1 u. 2). Der besterhaltene Steinkern zählt nur einen Umgang weniger als Abbildung, ein an der Unter-

seite erhaltenes Stück der Skulptur zeigt kräftige Spirallinien, in deren ungefähr ebenso breiten Zwischenräumen gewöhnlich eine feinere Linie auftritt. XXVI, 1—3.

Turbo Princeps Roem. (Ool. Taf. 11 Fig. 1, d'Orb. Taf. 355 Fig. 3 u. 10). XXVII.

Chemnitzia cf. *abbreviata* Roem. Den Abbildungen (Ool. Taf. 10 Fig. 4 und Credner Taf. 4 Fig. 16) genau entsprechende Stücke wurden bisher nicht gefunden, die in zahlreichen Exemplaren vorliegende Form ist vielmehr nicht unwesentlich davon unterschieden. Das Gehäuse ist (relativ) niedriger, im ganzen breiter und gedrungener. XXVI, 1—3.

Natica globosa Roem. (Ool. Taf. 10 Fig. 9, d'Orb. Taf. 199 Fig. 1 u. 2, Leth. Bruntr. Taf. 3 Fig. 66). Aus den unteren oolithischen Kalken des Profils XXIX ein fast ganz vollständig, mit einem Teil des Mundrandes erhaltener Steinkern, dessen Höhe nahezu 50 mm und dessen Durchmesser 70 mm beträgt. Die inneren Windungen ragen über die äußeren nur wenig heraus (s. Roem. und d'Orb.). Auch die übrigen Verhältnisse sprechen für die Zugehörigkeit zu dieser Art, zu welcher auch wohl *N. semiglobosa* Et. zu rechnen ist. Außerdem ein Stück aus dem unteren oolithischen Kalk des Bruches des Gutes Bodenengern; häufig ist die Art in XXVI, 1—3 und XXVIII, 3.

Natica grandis Münster (Goldf. Taf. 199 Fig. 8, d'Orb. Taf. 295 Fig. 3, Leth. Bruntr. Taf. 10 Fig. 69). XXVII; XXIX, 7; XXVI, 1—3.

Natica Dejanira d'Orb. (Taf. 296 Fig. 2). XXVII.

Natica turbiniformis Roem. (Ool. Taf. 10 Fig. 8); häufig. XXVI, 1—3.

Pseudomelania collisa Loriol (Boulogne Taf. 7 Fig. 30 u. 31). XXVI, 1—3; XXVIII, 3.

Nerinea sp. sp. Steinkerne und inkrustierte Hohldrücke in unzählbaren Mengen in XXVII, 6 und XXX, 14, die schlanken, pfriemenförmigen, vielleicht tuberculierten Arten wie *N. Calliope* d'Orb. (Taf. 273 Fig. 3), *ornata* d'Orb. (Taf. 274 Fig. 1—3), *subtrincineta* d'Orb. (Taf. 271 Fig. 8) usw. oder auch *N. fasciata* Voltz (Roem. Ool. Taf. 11 Fig. 31) angehören mögen. Eine genauere Bestimmung war bisher unmöglich, da auch durch Anschleifen kein spezifisches Strukturbild zu gewinnen war.

Buccinum fusiforme Roem. (Ool. Taf. 11 Fig. 21). XXVII.

Eryma ventrosum Meyer (Oppel Taf. 6 Fig. 4, Etall. Taf. 6 Fig. 1, 4, 7 u. 8). Die bisher aus dem oberen Jura, besonders dem Oxfordien Norddeutschlands beschriebenen Krebsarten sind auf die Gattung *Glyphea* Meyer beschränkt. Bekannt sind von *Gl. Bronnii* Roem. bisher 3 Stücke (s. Opp. p. 69), von *Gl. Münsteri* Voltz auch nur ganz wenige Exemplare (s. Dunk. und Koch p. 35 und Roem. Ool. Taf. 20 Fig. 32, Meyer Neue Gatt. foss. Kr. p. 13). Das vorliegende Stück ist daher trotz seiner schlechten Erhaltung ziemlich bemerkenswert. Außer dem Cephalothorax sind das Abdomen und das Scherenpaar nahezu vollständig erhalten. Auch von den Beinen (besonders auf dem Abdruck) sind Spuren vorhanden. Die Schale ist glatt, mit fein darauf verteilten Körnchen, namentlich auf dem Abdomen tritt die Körnelung sehr zurück, auf den Scheren und Cephalotborax ist sie etwas dichter und gröber. Letzterer ist nur mäßig erhalten, doch sind schräg verlaufende, tiefe Nacken-

furchen z. T. recht kenntlich. Beide Scheren scheinen gleich groß zu sein, die Länge beträgt 64 mm (die Scherenlänge des von Etallon Taf. 6 Fig. 4 abgebildeten Stückes 62 mm). Im großen und ganzen scheint mir das Stück am besten mit der von Etallon abgebildeten und von diesem, v. Meyer (p. 70), Oppel (p. 32) und anderen gegebenen Beschreibung dieser Art übereinzustimmen. XXVII, 6.

Lepidotus-Zähne, ein größerer kreisrunder (im Durchmesser $10\frac{1}{2}$ mm) aus dem unteren oolithischen Kalk und ein kleinerer. XXIX, 3.

Pterygoid von *Ichthyosaurus*. XXIX, 3.

Das Untere Kimmeridgien stellt demnach in diesem Gebiet einen bisher nur durch eine bestimmte Vergesellschaftung von Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden — Ammoniten sind bislang auch hier nicht gefunden — nur einigermaßen gut gekennzeichneten, über 30 m mächtigen Gesteinskomplex dar, der sich in der oben beschriebenen Ausbildung von W. nach O. verfolgen läßt. Wieweit im Apeler Bezirk das dort zweifellos auch vollständig vorhandene Untere Kimmeridgien sich dieser Entwicklung anschließt, läßt sich zurzeit bei dem Mangel günstiger Aufschlüsse nicht mit Sicherheit feststellen. Die Begrenzung ist gegen das Hangende und Liegende faunistisch wie petrographisch gut markiert.

Somit sind auch noch in ältester Kimmeridgezeit die Ablagerungen in diesem Teile des Wesergebirges in flachem, küstennahem Wasser erfolgt. Die oolithischen Kalke mit diskordanter Parallelstruktur und die Sandsteine mit Wellenfurchen beweisen das; sie mögen sogar nächste Landnähe und selbst zeitweilige Trockenlegung annehmen lassen. Nur während einer kürzeren Periode ändert sich das Bild, indem ein von Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden, Crinoiden, Ganoidfischen und Sauriern bewohntes, die Gegend von Langenfeld aber nicht erreichendes Meer eingriff, das in seinen Sedimenten (Kalke, Mergel, Tone) die nächste Küstennähe nicht erkennen läßt.

Mittleres Kimmeridgien.

Die mittlere Abteilung der Kimmeridgegruppe umfaßt eine durch das erste Auftreten und das Verschwinden von Formen aus der Gruppe des *Ammonites bispinosus* Ziet. begrenzte Schichtenfolge und besteht aus dichten oder oolithischen Kalken, Mergeln und Tonen, die in ihrer Gesamtheit eine Mächtigkeit von annähernd 80 m erreichen mögen und regelmäßig die im vorigen Abschnitt beschriebenen Schichten überlagern. Sie sind fast ausschließlich

an dem Aufbau des eigentlichen Nordhanges des Gebirgszuges beteiligt und setzen die im westlichen Teil des Gebiets nur schwach, aber von der Arensburg gen Osten ganz deutlich entwickelte nördliche Vorkette langgezogener Hügel zusammen. In der Gegend von Hattendorf verflacht sich diese Reihe zu einem weiten, nach Norden gesenkten, durch Quer- und Längstäler vielfach zerfurchten, förmlichen Hochplateau. Im Apeler Malmbezirk (Großer und Kleiner Riesen) spielt das Mittlere Kimmeridgien nur eine untergeordnete Rolle. Den besten Aufschluß gewähren auch hier wieder wenn auch leider nur zeitweise und sehr unregelmäßig betriebene Brüche, in denen Werksteine oder zum Brennen geeigneter Kalk gewonnen werden. Da in diesem Gebiet ein größeres Profil fehlt, welches wie das an der Porta fast lückenlos den größten Teil der Schichtenfolge erschließt, erscheint es bei der großen Eintönigkeit der Sedimente recht schwierig, die einzelnen, auch faunistisch ziemlich indifferenten Bänke in den enger begrenzten Aufschlüssen in den richtigen Zusammenhang zu bringen. Nur wenige Bänke sind leichter wiederzuerkennen; dazu gehört vor allem, was bereits v. See für das Portagebiet hervorhebt, eine an der Porta[1] 6,40 m mächtige und in diesem Profil (No. 6, 7, 8) etwa 46 m über der unteren Grenze des Mittleren Kimmeridgien liegende Schichtenfolge, die hier wie auch bei Kleinenbremen durch eine knollige Kalkmergelbank und eine Mergelschieferschicht in drei Stufen geteilt wird. Bis in die Gegend von Apelern ließ sie sich überraschend gut verfolgen, No. 6 des v. See'schen Portaprofils entsprechen No. XXXVI, 6—8, XXXV, 6—8, XXXIV, 7 und XXXI, 9; No. 7 des Portaprofils den No. XXXVI, 5, XXXV, 5, XXXIV, 6 und XXXI, 8 und No. 8 desselben Profils den No. XXXVI, 3 und 4, XXXV, 3 und 4, XXXIV, 5 und XXXI, 4 und 5, selbst die an den verschiedenen Orten gemessenen Mächtigkeiten zeigen nur verhältnismäßig geringe Schwankungen. No. 5—8 lieferte bei Barksen, No. 6 in Luhden und Apelern mehrere Exemplare von „bispinosen" Ammoniten XXXVI außerdem ein sehr großes Bruchstück von *Amm. Yo* d'Orb. Auch No. 9 (= XXXI, 4 und 5) und 10 (= XXXIV, 3) des Portaprofils finden sich in gleicher Entwicklung östlich Kleinenbremen. Erst im Hangenden ein anderes

[1] Diese Daten beruhen auf den Angaben, die v. See (p. 675, 676 und 679) darüber macht.

Bild: Bänke festen, oolithischen Kalkes, die man bei der Porta vergeblich sucht, zunächst in No. XXXIV, 2, die auf Grund des durchgeführten Vergleichs No. 12 des Portaprofils entsprechen dürfte. Da weder bei Kleinenbremen (Barksen) noch bei Luhden oder weiterhin zurzeit Aufschlüsse in den äquivalenten Schichten vorhanden sind, muß es zunächst unentschieden bleiben, wo die Oolithfazies einsetzt. Weiter nach Osten ist dieser, $\pm$ 2 m mächtige, oolithische Kalk leicht zu verfolgen, da er eine Terrainkante hervorruft. Ein zweiter, über 1 m mächtiger Oolithhorizont ist im Hangenden — XXXIII a, 4 = XXXIV, 2 —, im Bruch des Oldendorf'schen Hofes (auf der Lust) aufgeschlossen. Er wird hier unmittelbar überlagert von einem mergeligen, Kalkknauern enthaltenden Ton, der sich trotz seiner geringen Mächtigkeit als sehr fossilreich erwies. Er ist deshalb von besonderer Bedeutung, weil er nicht nur zahlreiche Seeigel, Bivalven, Gastropoden — darunter besonders *Harpagodes Oceani* Brongn. — und Ammoniten aus dem Formenkreise des *Amm. bispinosus* Ziet., sondern auch mehrere Exemplare von Aulacostephanen (3 *Yo*, 1 *Contejeani* und 1 *Eudoxus)* enthielt. Leider sind alle Ammoniten mehr oder weniger verdrückt und wenigstens auf einer Seite durch aufgewachsene Austern korrodiert. Über diesem Horizont, dessen Äquivalente offenbar im hangendsten Teil des Portaprofils zu suchen sind, folgen sodann die Schichten des Profils XXXII, die auch noch eine Ooolithzone (No. 7) enthalten. Auch im Liegenden des zum Brennen sehr geeigneten, horizontbeständigen Kalks findet sich ein etwas mächtigerer, nur im Westen des Gebiets, bei Barksen und Luhden erschlossener Oolithhorizont.

Die den Kalk unmittelbar unterlagernden Schichten (XXXVI, 9 und 10) lassen sich ebenfalls mit denen des Portaprofils ungezwungen in Verbindung bringen — von No. 9 ist noch besonders hervorzuheben das stratigraphisch wertvolle Vorkommen von *Aulacostephanus Yo* d'Orb. (und *Aul. pseudomutabilis* Lor.) —, selbst die in einem Abstande von ca. 8 m (ohne Aufschluß) darunter folgenden Schiefertone und plattigen Mergelschiefer sind ihnen noch durchaus ähnlich; jene (XXXVI a, 1) sind No. 1 des Portaprofils, diese (XXXVI a, 2), ebenfalls durch sehr großwüchsige *Pronoë*-Arten etc. ausgezeichnet, wie sie sonst in der ganzen Schichtenfolge kaum vorkommen, den Mergelschiefern analog, die das Material für den Roman-Zement (s. v. See p. 675) liefern.

Weitere Schichten sind nach v. See im Portagebiet nicht aufgeschlossen. Bei Barksen und Luhden sind dagegen noch sichtbar 2,50 m knolligwulstigen, durch Tonbänke unterbrochenen, ±-mergeligen und 5 m sandigen, z. T. oolithischen Kalks. Die bis zur Grenze zum Unteren Kimmeridgien folgenden, etwa 25 m mächtigen Gesteine sind zurzeit nirgends günstig erschlossen.

Auf Grund der in ihren Hauptzügen angedeuteten Untersuchungen erscheint es als sicher, daß die bei der Porta westfalica zu beobachtende Gesamtmächtigkeit, die nach v. See „nach O. hin bei Kleinenbremen nur um wenig geringer" ist, auch noch weiter östlich bis zum Süntel[1] kaum eine wesentliche Abnahme erfährt.

In den genannten und zahlreichen anderen, unbedeutenderen Aufschlüssen des ganzen Gebiets fanden sich folgende Fossilien:

Brachyphyllum sp. Ein kleiner Zweig. Aus der Straßenböschung unterhalb Bernsen.

Coniferenholz. XXXV.

Hemicidaris Hoffmanni (Roem.) Agass. (Ool. Taf. 1 Fig. 18, Echin. hélv. Taf. 20 Fig. 2 u. 3). XXXIII etc.

Pseudocidaris Thurmanni Et. (Echin. hélv. Taf. 14 Fig. 3, 4, 8, 9 u. 12). XXXIII.

Pedina sublaevis Agass. (Echin. hélv. Taf. 40 Fig. 1). XXXIII.

Echinobrissus truncatus Desor (Echin. hélv. Taf. 50 Fig. 10). XXXIII.

Echinobrissus Perroni Et. (Loriol Haute-Marne Taf. 26 Fig. 28). XXXIII.

Echinobrissus Baueri Dames (Taf. 24 Fig. 3). XXXIII.

Echinobrissus sp. XXXIII.

Pygurus jurensis Marcou. In verschiedenen Aufschlüssen in mehreren — zwischen den Fig. 17 u. 18 Boulogne Taf. 25 (Loriol und Pellat) stehende Formen lieferte XXXVI — Exemplaren gefunden, jedoch unterscheidet sich die vorliegende Form von der von Dames (Taf. 23 Fig. 2) gegebenen Abbildung, zeigt vielmehr größere Ähnlichkeit mit der Fig. 1 = *pentagonalis* Phill., der ja allerdings auf den „Korallenoolith" beschränkt sein soll.

Serpula sp., in dichtem Kalk dickröhrige Kolonien bildend; unterhalb Winkelhof bei Rannenberg.

Rhynchonella sp. XXXVI.

Terebratula subsella Leym. (Loriol Haute-Marne Taf. 25 Fig. 11), von der Gestalt der Abbildung, doch gewöhnlich bei weitem größer, in ungeheuren Massen z. B. am Wege rechts über dem kleinen Bruche an der Straße Südhagen—Rannenberg und in XXXV; oder es kommen an einer

[1] Scholz (Diss. p. 93) schreibt ihr für dieses Gebiet die unerklärliche Mächtigkeit von nur 12 m zu.

Lokalität nur kleinere Formen vor (Taf. 25 Fig. 2—4), so z. B. in XXXVIa, im großen alten Steinbruch an der Hirschkuppe und am Haarberg.

Avicula Gessneri Thurm. (Haute-Marne Taf. 3 Fig. 5), in der Schlucht 500 m nordnordöstlich Südhagen.

Pinna ampla Goldf. (Tgf. 129 Fig. 1); große Stücke, nicht selten. XXXVI.

Pinna granulata Sow. (Taf. 347).

Gervillia tetragona Roem. (Ool. Taf. 4 Fig. 11, Leth. Bruntr. Taf. 31 Fig. 3); häufig, nicht selten an Größe noch die Abbildung in der Lethaea übertreffend. XXXVI, 9; XXXV, XXXIII, XXXII, XXXI.

Perna rugosa Münst. (Goldf. Taf. 108 Fig. 2). XXXVI, XXXVIa, XXXV, XXXVa, XXXIII usw.

Lima Montbeliardensis Contej. Eine auch bei Hannover in diesem Horizont häufige *Lima* mit breiten, nur durch schmale Rinnen getrennten Radialrippen, die von etwas schuppigen, besonders in den Zwischenräumen auffallenden, dichten Anwachsstreifen bedeckt sind. XXXV.

Pecten concentricus Dunk. et Koch (Taf. 5 Fig. 8). XXXVI, 9; XXXV, XXXIII.

Pecten strictus Münst. (Goldf. Taf. 91 Fig. 4). XXXVI, 9; XXXV.

Pecten comatus Münst. (Goldf. Taf. 91 Fig. 5), nicht selten, und zwar in vollständigen Schalenexemplaren. XXXIII, XXXVI.

Camptonectes sp. indet. Sehr häufiger *Pecten* mit einer von der *comatus* Münst. verschiedenen *Lens*-Skulptur; der Schalenrand ist unter dem vorderen Ohr gebogen, der Wirbel infolgedessen schief nach vorn gerückt. XXXVI, 9.

Ostrea multiformis Dunk. et Koch (Haute-Marne Taf. 23 Fig. 19 u. 20). XXXVIa, XXXVa, Haarberg, und in den meisten übrigen Schichten sehr häufig.

Exogyra virgula Defr. (Goldf. Taf. 86 Fig. 3). Äußerst häufig, gewöhnlich gesellig, feste Bänke (*Virgula*-Bänke der Profile!) bildend, in großen, an Größe nur wenig hinter der zitierten Abbildung zurückbleibenden Exemplaren.

Mytilus perplicatus Et. (Haute-Marne Taf. 19 Fig. 10) in zahlreichen, gut erhaltenen Exemplaren von der Lust.

Modiola aequiplicata Stromb.; häufig, besonders in XXXIII.

Macrodon sp. cf. *Menandellensis* Lor. (Portlandien de Boulogne Taf. 8 Fig. 6).

Cucullaea texta Roem. (Taf. 6 Fig. 19). Diese schon im Unteren Kimmeridgien nicht seltene Art scheint in dieser Abteilung das Maximum ihrer Verbreitung zu erreichen, während sie ja auch im Portlandien noch häufig ist. Die Skulptur der Schale ist nur ganz selten erhalten, z. B. in XXXVI, 9; gewöhnlich kommt die Art als Steinkern (Haute-Marne Taf. 18 Fig. 9 u. 10) vor.

Trigonia clavellata Sow. (Taf. 87, obere Figur). XXXV.

Trigonia Bronnii Agass. (Taf. 5 Fig. 13).

Trigonia sp. Kleine Form mit konzentrischen Reihen in der unteren Schalenhälfte zu dicken, unregelmäßigen Dornen ausgezogener Knoten.

Trigonia sp., in XXXVI, 9 sehr häufiger, unbestimmbarer Steinkern.

Pronoë Brongniarti Roem.

Pronoë nuculaeformis Roem. (Leth. Bruntr. Taf. 21 Fig. 4). Ein Steinkern von XXXV von 32½ mm Höhe und 50 mm Länge (nicht ganz vollständig), der der zitierten Abbildung am ähnlichsten, jedoch größer ist, auch

scheint die Form, der er angehört, nicht so dick gewesen zu sein. Auch häufig an anderen Orten.

Ceromya orbicularis Roem. (Taf. 7 Fig. 5, Goldf. Taf. 140 Fig. 3), von der Größe der Abbildungen in XXXVI, 9 und den anderen Schichten dieses Profils, am Haarberg, in dem derselbe Kalk ausgebeutet wurde, und an anderen Orten nicht selten; über doppelt so groß in XXXVI a, 2.

Ceromya transversa Münst. (Goldf. Taf. 140 Fig. 8). XXXVI.

Ceromya excentrica Roem. (Taf. 7 Fig. 4, Goldf. Taf. 140 Fig. 6, Leth. Bruntr. Taf. 19 Fig. 9).

Mactromya rugosa Roem. (Ool. Taf. 9 Fig. 16), ebenfalls sehr häufig. XXXVI, bes. 9, XXXV, XXXIV, XXXIII usw.

Pholadomya multicostata Agass. (Taf. 2 Fig. 3 u. 4, Leth. Bruntr. Taf. 16 Fig. 3). XXXVI.

Thracia incerta Roem. (Leth. Bruntr. Taf. 19 Fig. 6, Goldf. Taf. 147 Fig. 14, Ool. Taf. 8 Fig. 7). Sehr häufig, z. B. in XXXVI, 9. Nicht selten große Exemplare, gewöhnlich noch größer als die angeführten Abbildungen, die Vorderseite ist jedoch im allgemeinen kräftiger und länger, als die Zeichnungen es angeben.

Pleurotomaria cf. *Rozeti* de Lor. (Portl. de Boul. Taf. 4 Fig. 3).

Chemnitzia Lorioli Struckm. XXXIII.

Chemnitzia sp. Kleine, spitz turmförmige Art mit zahlreichen Windungen, in Unmenge in tonigen Lagen an der Landstraße unterhalb Bernsen.

Natica turbiniformis Roem. (Ool. Taf. 10 Fig. 12). Nicht selten, z. B. in XXXVI, 9, XXXV, am Haarberg, XXXIII usw.

Natica hemisphaerica Roem. (Ool. Taf. 10 Fig. 7, Haute-Marne Taf. 8 Fig. 6). Hirschkuppe.

Natica grandis Münst. (Goldf. Taf. 199 Fig. 8). XXXIII.

Natica cf. *Eudora* d'Orb. (Leth. Bruntr. Taf. 9 Fig. 64, d'Orb. Taf. 297 Fig. 1). XXXVI.

Natica cf. *athleta* d'Orb. (Taf. 299 Fig. 5, Lor. und Pellat Portl. Taf. 4 Fig. 5). XXXV.

Pseudomelania cf. *gigantea* Lor. (Haute-Marne Taf. 5 Fig. 11).

Alaria sp. XXXIII.

Harpagodes Oceani Brongn. (Roem. Ool. Taf. 11 Fig. 9, Goldf. Taf. 169 Fig. 4, Portl. de Boul. Taf. 4 Fig. 4 u. 5). Von XXXI, XXXII, XXXVI, in besonders zahlreichen Exemplaren von XXXIII, darunter zwei große mit erhaltenen Mundrandfortsätzen, eines davon zeigt auch zwischen den kräftigen Spiralkanten mehrere etwas feinere Rippen.

Fusus sp. XXXIII.

Nautilus dorsatus Roem. (Ool. Taf. 12 Fig. 3). 2 Bruchstücke, annähernd quadratischen Querschnitts, mit flachgewölbten Flanken, auf der Externseite ganz unmerkliche Einsenkung. Der Querschnitt der Abbildung dürfte verzeichnet sein. XXXVI. Steinbruch im Kl. Riesen.

Nautilus sp. Zwei verdrückte Exemplare aus XXXVI, 9.

Aulacostephanus Yo d'Orb. (Taf. 210). Vier große, wenn auch mehr oder weniger verdrückte und auf der einen Seite durch aufgewachsene Austern korrodierte, so doch typische, bis ans Ende gekammerte Exemplare

bis zu einem Durchmesser von 400 mm. XXXIII,3, XXXVI, 8, ein verdrücktes Bruchstück eines relativ sehr kleinen aus XXXVI, 6.

Aulacostephanus Contejeani Thurm. (Leth. Bruntr. Taf. 5 Fig. 15, Contejean Montbéliard Taf. 5 Fig. 1 u. 2). Ein vollständiges, bis ans Ende gekammertes Exemplar, dessen Durchmesser 320 mm (der des Originals nur 95) beträgt. Diese Art ist der vorigen sehr ähnlich, sie unterscheidet sich (keineswegs „par ses dimensions infiniment plus réduites", s. Thurmann, sondern) nur durch etwas weiteren Nabel und durch die Verzierung; diese besteht aus 17—18 starken, vom Umfang des Nabels ausgehenden, nach vorn zurückgebogenen Primärrippen, die sich ungefähr in Flankenmitte in 3 Äste spalten, um sich dann bis zur Externseite fortzusetzen und mit denen der entgegengesetzten Seite zu vereinigen. Erst bei einem Durchmesser von 230 mm verschwindet bei dem vorliegenden Stück die schon vorher immer undeutlicher werdende Berippung. Die nur mäßig erhaltenen Loben sind von denen des *Yo* nicht wesentlich verschieden. Die Art ist bisher nur als Seltenheit aus dem Virgulien Frankreichs (der Gegend von Montbéliard), und zwar nur in kleineren Exemplaren bekannt. XXXIII, 3.

Aulacostephanus pseudomutabilis P. de Loriol (Boulogne Taf. 5 Fig. 1). Ein Bruchstück von ungefähr $\frac{3}{4}$ Umgang, das einem Exemplar von ca. 120 mm Durchmesser angehört haben mag. Obwohl der Nabelumfang stark eingedrückt ist, ließ doch die im übrigen gute Erhaltung große, wenn nicht vollkommene Übereinstimmung mit einem im Provinzialmuseum in Hannover unter diesem Namen niedergelegten (angeblich vom Autor selbst gezeichneten — M'falaise de Châtillon —) französischen Stück und mit der vom Autor gegebenen Beschreibung (p. 28) und Abbildung erkennen. In Nordfrankreich (bei Châtillon) ist die Art charakteristisch für das Virgulien. XXXVI, höchst wahrscheinlich aus No. 9.

Aulacostephanus cf. *Eudoxus* d'Orb. (Loriol Haute-Marne Taf. 4 Fig. 5). Ein Stück, das ganz unverdrückt einen Durchmesser von ca. 65 mm besessen haben mag. Es stimmt mit den (p. 57) aus dem Ptérocerien (Zone des *Ammonites orthocera*) von Blaise und den von Loriol und Pellat (Boulogne p. 28) aus dem Virgulien von Châtillon beschriebenen in der Form überein. Der Querschnitt steht, dem Alter des Stückes entsprechend, ungefähr zwischen Fig. 4 und 6 d'Orb. Taf. 213. Die Rippen sind sehr stark und grob, jedoch nur in zwei Äste gespalten; hin und wieder sind kurze Zwischenrippen eingeschaltet. XXXIII, 3.

Aspidoceras sp. sp. Ein in mehreren Jahren zusammengebrachtes, für diese Gegend ziemlich reiches, aber bisher noch zu unvollständiges Material von Ammoniten aus dem Formenkreise des *Ammonites bispinosus* Ziet., dessen eingehende Beschreibung ich mir vorbehalten muß, da zurzeit das Material noch etwas unvollständig ist.

Eryma sp. Ein Cephalothorax aus dem Mergelschiefer eines kleinen, längst aufgelassenen Steinbruchs an der Straße westlich Arensburg.

Mit der Eintönigkeit der Sedimente steht im engsten Zusammenhang die Gleichförmigkeit einer zwar durch bedeutende

Individuen-, aber nur recht geringe Artenzahl ausgezeichnete Fauna von großer vertikaler Verbreitung. Das Bild wird allerdings nicht unwesentlich belebt durch das überraschende Auftreten der Sippe des *Amm. bispinosus* Ziet., deren Vertreter vom Liegendsten bis zum Hangendsten nachgewiesen wurden. Von besonderer stratigraphischer Bedeutung ist außerdem das für Nordwestdeutschland sehr bemerkenswerte Vorkommen von Aulacostephanen, das auf geographisch-faunistische Beziehungen zum Malm Frankreichs hinweist. Aulacostephanen aus der Gruppe des *Yo* d'Orb. fanden sich bisher in zwei Horizonten; in einem tieferen, der im Portaprofil v. See's den No. 6, 7 und 8 entspricht, wurde *Amm. Yo* in XXXVI, 8 und 9, in No. 9 (wenn nicht in No. 5) außerdem *Amm. pseudomutabilis* festgestellt und in einem höheren, wo ein nur 25 cm mächtiger, mergeliger Ton (XXXIII, 3) bisher 3 *Yo*, 1 *Contejeani* und 1 *Eudoxus* lieferte. Da *Amm. Yo* d'Orb. in Nordfrankreich charakteristisch ist für die Zone des *Aspidoceras Caletanum* Opp. im Mittleren Virgulien[1], dürfte diese den als Mittleres Kimmeridgien bezeichneten Ablagerungen gleichalterig sein bezw. nur, soweit es bisher festgestellt werden konnte, ihrer oberen Hälfte. In der Tat liegen mir von Barksen (XXXVI, 5) und von der Lust mehrere Stücke vor, die höchstwahrscheinlich dieser Oppel'schen Art zuzurechnen sind. Der über 40 m mächtige untere Teil hat in diesem, wie im Portagebiet (hier nach v. See zwei Stücke) erst zu wenig Ammoniten, und zwar bisher nur aus der *Bispinosus*-Gruppe geliefert, als daß seine Stellung eindeutig fixiert werden könnte. Eine weitere Gliederung des Mittleren Kimmeridgien wird sich vielleicht aus einer bisher mir nicht möglichen Untersuchung der verschiedenen Typen der *Bispinosus*-Sippe ergeben.

Harpagodes Oceani Brongn., früher für die wichtigste Leitform der mittleren Abteilung des Kimmeridgien angesehen, bis ihr Vorkommen auch in der unteren Abteilung (z. B. am Kahleberg bei Echte) festgestellt wurde, konnte bereits von Scholz (s. p. 94) nach dem Funde eines mangelhaft erhaltenen Exemplars vom Süntel angeführt werden; jetzt kann ich von dem zahlreicheren, an andere norddeutsche Fundpunkte in den „*Pteroceras*-Schichten" erinnernden Auftreten dieser Art berichten.

Da diese, wie die überwiegende Mehrzahl der oben angeführten Arten in großer Häufigkeit auch in der Hilsmulde, bei Hannover

[1] Nach Beobachtungen von Dr. H. Salfeld.

und Hildesheim, sowie am nördlichen Harzrande nachgewiesen wurden, kann man wohl auf eine unbehinderte Verbindung dieser Meeresteile schließen, in die auch Einwanderer aus dem französischen Jurameer, unbekannt bisher auf welchen Straßen, eindringen konnten. Das östlich der Porta westfalica zum Schluß der Zeit des Unteren Kimmeridgien recht flach gewordene, zeitweise im Bereiche des ganzen Weser-Wiehengebirges [1] trocken gelegte Meeresbecken hat sich also jetzt wieder vertieft und stand in offener Verbindung mit dem Osten und dann dem Westen. Da aber auch in diesen Sedimenten verschiedentlich fossiles Holz und als große Seltenheit ein kleiner *Brachyphyllum*-Zweig, der wohl keinen allzuweiten Transport im Wasser überstanden hätte, gefunden wurden, kann Land nicht ferngelegen haben; die östlich Kleinenbremen bis zum Süntel nachgewiesenen verschiedenen Oolithhorizonte machen es sehr wahrscheinlich, daß die Küste zeitweise sogar sehr nahe war.

Oberes Kimmeridgien.

Es ist dies eine zwischen den durch „bispinosen" Ammoniten und den durch „Gravesien [2]" charakterisierten Ablagerungen liegende Schichtenfolge von Tonen, Mergeln und knolligen, dichten Kalken, deren Gesamtmächtigkeit einige 20—30 m betragen mag. Bessere Aufschlüsse sind in diesen Schichten, wie auch weiter östlich und westlich (s. Scholz und v. See) nicht vorhanden, vor allem wegen der geringen Nutzbarkeit der Gesteine. An Versteinerungen kann ich nur folgende anführen:

Terebratula subsella Leym.
Pinna granulata Sow.
Gervillia tetragona Roem.
Pecten concentricus Dunk. et Koch.
Ostrea multiformis Dunker et Koch.
Exogyra Bruntrutana Thurm.
Exogyra virgula Defr.
Modiola aequiplicata Stromb.
Nucula Menkei Roem.
Cucullaea texta Roem.
Pronoë Brongniarti Roem.
Pronoë nuculaeformis Roem.
Pholadomya multicostata Agass.
Thracia incerta Roem.

[1] s. Lohmann, „Stratigraphie und Tektonik des Wiehengebirges" p. 52.
[2] Aus dem Formenkreise des *Ammonites Gravesi* d'Orb.

Die bisher, weiter über die Grenzen des behandelten Gebiets hinaus aus diesen Schichten bekannt gewordene Fauna weist nur Formen auf, die bereits in dem vorigen, wie auch noch in dem folgenden Schichtenkomplex, abgesehen von nur ganz wenigen Arten, in gleicher Häufigkeit auftreten. Auch in der Gesteinsentwicklung ist ein ganz allmählicher Übergang vom Liegenden zum Hangenden ausgesprochen. Da in dieser Gesteinsfolge, wie auch im Unteren Kimmeridgien bisher noch keine Ammoniten aufgefunden werden konnten, lassen die Fossillisten in beiden Abteilungen eigentliche Charakterfossilien vermissen.

Portlandien.

Dem Portlandien oder vielmehr nur dessen unterster Abteilung, was nach den (demnächst zur Veröffentlichung gelangenden) Untersuchungen Dr. Salfeld's als sicher gelten kann, gehören die durch das Auftreten von „Gravesien" aus dem Formenkreise des *Amm. Gravesi* d'Orb. gekennzeichneten Schichten an. Im Gelände sind sie, da festere Gesteine an ihrer Zusammensetzung beteiligt sind, ohne große Mühe am Nordhang zu verfolgen. So stehen sie an: bei den oberen Häusern von Barksen, im „Büllerbaumsgrund", in den zu tiefen Hohlwegen ausgefahrenen Südausgängen von Luhden, am Nordhang des Haarbergs, in der Geländeschwelle, über die sich die „alte Straße" Bernsen—Rehren hinzieht, ferner in der „Escher Höhe" und in der von der Straße zwischen Nienfeld und Antendorf zu überwindenden, nicht ganz unbedeutenden Anhöhe, sodann nehmen sie den größten Anteil an der Zusammensetzung des im Großen Riesen gipfelnden Rückens.

In einem an der Nienfelder Straße unterhalb Autendorf liegenden kleinen Bruche folgen unter Mutterboden:

1. Fester, dünnbankiger Kalk mit tonigen Zwischenlagen, oben 15 m festen Kalkes . . . . . 0,30 m.
2. Zahlreiche dichtgedrängte Bänkchen festen, flaserigen Mergels, mit Schieferton wechsellagernd, reich an großen *Pronoë* . . 0,60 „
3. Blauer, fester und dichter Kalk in drei durch Schieferton getrennten Bänken . . . . . 0,50 „
4. Feste Bank blauen, dichten und sandigen Kalkes . . . . . ± 0,25 „
5. Grauer bis gelbbrauner, mergeliger Schieferton mit mehreren schnell sich auskeilenden, bis 5 cm dicken Bänkchen festen Mergels ± 0,60 „
6. Fester, blauer Kalk; die buckelige und leicht wellenförmig gebogene Oberfläche übersät mit kleinen, vorwiegend der Gattung *Pronoë* angehörenden Bivalven . . . . . 0,15 „

Außer diesem und den auf der Profiltafel angeführten Aufschlüssen zeigen noch einige alte Steinbrüche, in denen überall nur wenige Bänke ausgebeutet wurden, immer wieder dieselbe charakteristische Folge blauer, fester und dichter, mehr oder weniger sandiger Kalke und mergeliger oder auch fetter Tone, wie sie schon aus dem übrigen Weser- und Wiehengebirge in ganz ähnlicher Ausbildung bekannt geworden sind. Im Profil XXXIII wurden auch dünne Mergelbänke beobachtet, die ganz den Eindruck „Einbeckhäuser Plattenkalks" machen. Etwa 300 m östlich hiervon stehen in dem an dem Wege Pohle—Wiersen (östlich „126,2" des Meßtischblatts) gelegenen Bruche unter den bekannten wechsellagernden Kalken und mergeligen Tonen 1—2 m eines stark glitzernden, etwas dolomitischen und sehr eisenschüssigen Kalkes an, der erfüllt ist von Knochenresten, die Schildkröten (und Krokodilieren?) angehörten. Dieser Kalk (resp. „Eisenstein") scheint auf das Gebiet des Großen und Kleinen Riesen beschränkt zu sein, wenigstens konnte er im übrigen Gebiet nicht festgestellt werden.

Die Mächtigkeit des Unteren Portlandien kann schätzungsweise, wenigstens für den westlichen Teil des Gebiets, auf ca. 30 m angenommen werden, eine genaue Abgrenzung war weder gegen das Liegende noch gegen das Hangende möglich, da Aufschlüsse, in denen die vertikale Verbreitung der Leitammoniten hätte festgestellt werden können, vollständig fehlen.

An Fossilien sind zu nennen:

Hemicidaris Hoffmanni Roem.
Serpula coacervata Bl. (teste Dunk.).
Gervillia tetragona Roem.
Ostrea multiformis Dunk. et Koch.
Ostrea falciformis Münst.
Exogyra Bruntrutana Thurm.
Exogyra virgula Defr.
Mytilus pectinatus Sow.
Modiola aequiplicata Stromb.
Modiola lithodomus Dunk. et K.
Nucula Menkei Roem.
Cucullaea texta Roem.
Astarte sp.
Isocardia striata Roem.
Pronoë Brongniarti Roem.
Pronoë nuculaeformis Roem.

Pronoë Saussurii Brongn.
Thracia incerta Roem.
Corbula inflexa Roem.
Corbula Mosensis Buv.
Gravesia sp. sp. Mehrere neue Arten (teste Salfeld) aus dem Formenkreise des *Ammonites Gravesi* d'Orb.
Aspidoceras sp. indet. Ein sehr großes, nicht näher bestimmbares Wohnkammerbruchstück. Apelern.
Lepidotus-Zahn.
Knochenreste von Schildkröten etc.

Oberster Malm.

Der oberste Malm, das heißt die in Nordwestdeutschland gewöhnlich als „Einbeckhäuser Plattenkalke", „Münder Mergel" und „Serpulit" bezeichneten Ablagerungen nehmen bereits das zwischen Weserkette und den Bückebergen liegende weite Tal ein, den Pohler Sattel umsäumend, und selbst einen nicht unbedeutenden Teil des Südabfalls der Bückeberge bauen sie mit auf. Nur an der Hand einiger an der anderen Talseite liegender Aufschlüsse, zumeist Mergel- und Tongruben, ließ sich ein wenn auch noch wenig befriedigender Einblick in die Natur dieser Bildungen gewinnen.

In allmählichem Übergang folgen über den Gesteinen des unteren Portlandien, soweit dies an der Westabdachung des Großen Riesen, in der Gegend von Nienfeld, Antendorf und Escher an Wegeböschungen, Bachrissen und in anderen, sehr unzulänglichen Aufschlüssen beobachtet werden konnte, die sogen. „Einbeckhäuser Plattenkalke" mit einer auch hier sehr ärmlichen Fauna; sie führen häufiger: *Corbula inflexa* Roem., *Modiola lithodomus* Dunk. et Koch, *Nucula gregaria* Dunk. et Koch, nach Dunker außerdem: *Serpula coacervata* Bl., *Cypris* sp., *Estheria elliptica* Dunk., *Cardium* sp. etc. Ob wirklich diese Ablagerungen im ganzen Gebiet entwickelt sind, muß vorläufig noch zweifelhaft bleiben. So konnte Herr Dr. E. Harbort, nach liebenswürdiger brieflicher Mitteilung, seinerzeit in dem jetzt bewachsenen hangendsten Teil des Buchholzer Bahneinschnitts die Beobachtung machen, daß diese dort ganz fehlen: „Es sind hier zu unterst die Schichten mit *Ammonites gigas* aut. (s. Profil XXXIX) aufgeschlossen; feste, blaue Kalke mit Einlagerungen von bunten Mergeln. Nach dem Hangenden zu werden die Kalkbänke immer seltener, und Mergel treten an ihre Stelle, die sich im Aussehen

von den typischen Münder Mergeln nicht unterscheiden. Es findet hier von den *Gigas*-Schichten ein so allmählicher Übergang zu den Münder Mergeln statt, daß es mir nicht gelang, einen „Horizont der Einbeckhäuser Plattenkalke" auszusondern. Wohl waren in den obersten festen Schichten zahlreiche Bänke, erfüllt mit *Corbula inflexa* A. Roem. vorhanden, doch wäre ich in Verlegenheit gekommen, wenn ich hier für die an anderen Lokalitäten typisch ausgebildeten Unterabteilungen des obersten Jura hätte Grenzen angeben sollen."

Die Fazies der „Münder Mergel" besteht im Gebiet aus einer Folge mächtiger Tone und dolomitischer Mergel, in die in den verschiedensten Horizonten Kalke sowie dünnbankige Sandsteine eingeschaltet sind. Außerdem finden sich Einlagerungen von Gips, wie solcher z. B. ehedem im Nammer Holz ausgebeutet wurde. Nicht zuletzt ist der große Gehalt an Schwefelwasserstoff und Kohlensäure zu erwähnen. Am auffälligsten ist mir der erstere bekannt geworden aus dem in diesen Schichten stehenden „Schwefelbrunnen" des Grupe'schen Hofes in Westerwald. Nicht selten scheint sich auch bei der Ablagerung Steinsalz ausgeschieden zu haben, da dessen Pseudomorphosen ziemlich häufig sind.

Profil XXXX zeigt die liegendsten Tone des ganzen Komplexes, denn nur wenige Meter, durch Blocklehm verdeckt, bereits neben den Gebäuden der Ziegelei, unterteufen typische „Einbeckhäuser Plattenkalke" die Schichten der Tongrube. Dieser, wie der in ganz ähnlichen Tonen angesetzten Borsteler Ziegelei macht der Gehalt des wohl eher als Tonmergel zu bezeichnenden „Tones" an darin fein verteiltem kohlensauren Kalk viel zu schaffen.

Eine von Herrn Ziegeleibesitzer Krüger, Borstel, mir freundlichst zur Verfügung gestellte Analyse („verbesserten") „grau bis gelben Ziegeltons etwa in Höhe von 3 m vom Mutterboden ab gerechnet" zeigt folgende Bestandteile (getrocknet!):

Gebundenes Wasser	3,85 %
Kieselsäure	39,26 „
Eisenoxyd	6,24 „
Tonerde	16,32 „
Magnesia (Mg O)	1,98 „
Kohlensaure Magnesia	2,73 „
Kohlensaurer Kalk	28,27 „
Schwefelsaurer Kalk	0,58 „
	99,59 %

(gez. Dr. Stahlschmidt, Aachen.)

Über den Schichten dieses Profils folgen in stratigraphischer Anordnung die von Profil XXXXIII und XXXXIII a, darüber von XXXXIV und XXXXV, von XXXXII und XXXXII a und zuletzt die Kalke, Schiefertone und Mergel von XXXXI.

Die Profile ließen sich noch durch einige vermehren, da fast zu jedem Hof der am Fuße des Bückeberges liegenden Dörfer eine Mergelgrube gehört; fast alle zeigen, da wohl kaum zwei in demselben Niveau liegen, ein anderes Bild.

Die Schichten sind im großen und ganzen überaus arm an Versteinerungen, nur *Corbula inflexa* Roem. war häufiger zu beobachten, aber auch nur in ganz wenigen Bänken (von Schieferton, Mergel oder Kalk), ob diese „*Corbula*-Bänke" jedoch an bestimmte Horizonte gebunden sind, entzieht sich meiner Beurteilung. Sodann wurden häufiger auch noch Pflanzenreste gefunden, zumeist aber nur in der Form von „Häcksel", ausnahmsweise auch ein gut erhaltener Zweig von *Sphenolepidium Sternbergianum* Dunk.[1] (Rolfshagener Mergelgrube „im Brambusch"). Außer *Corbula inflexa* werden von Dunker aus diesem Gebiet erwähnt: „*Lithorinella, Cypris, Pycnodus.*"

Purbeckschichten, die aus Nordwestdeutschland mit Sicherheit ja nur aus der Hilsmulde bekannt sind, sowie Serpulit wurden nicht anstehend beobachtet.

Da vorläufig kein einziges durchgehendes Profil im „Obersten Malm" dieser Gegend vorhanden ist, ist es mir auch nicht möglich, Mächtigkeiten, auch nur schätzungsweise, anzugeben, am wenigsten für die „Münder Mergel", da diese nicht völlig ungestört lagern.

Nach der Zeit des Unteren Portlandien ist das nordwestdeutsche Meeresbecken immer flacher, vom offenen Meer ganz abgetrennt worden, nur eine ganz ärmliche Fauna konnte hier noch vegetieren. Da Pflanzenreste sehr häufig sind, sogar wohlerhaltene zu finden sind, wird in allernächster Nähe Land gelegen haben.

Diluvium und Alluvium.

Das Diluvium nimmt am Nord- wie am Südhang große Flächen ein und ist teils nordischen, teils einheimischen Ursprungs. Es besteht aus nordischem Schotter, Geschiebe- und Lößlehm und einheimischen Bildungen. Von größerer Bedeutung ist das nordi-

[1] Nach freundlicher Bestimmung von Herrn Dr. Salfeld.

sche Diluvium. Überall, wo sich eine Lücke in dem Gebirgswall zeigte, haben die Gletscher ihre gewaltigen Massen hindurchgeschoben; am imposantesten kommt dies bei den etwas weiteren Einfallstoren des Kleinenbremener und Arensburger Passes zum Ausdruck, enorme Massen weit von Norden mitgeführten Materials haben sich hier in weiten, fächerartig über große Strecken ausgebreiteten Schuttkegeln durch die Breschen ergossen. Man muß sie mühsam ersteigen, wenn man von Rinteln, Fülme oder Eisbergen aus dem Kleinenbremener Passe, von Westendorf, Engern oder wiederum Rinteln dem Steinberger Passe zustrebt. Besonders eindrucksvoll erhebt sich aus dem Tal der Steinberger, von der Kirche gekrönte Schuttkegel, da der Weserstrom ihn nachträglich steil abgeböscht hat. Die an beiden Punkten befindlichen großen Sand- und Kiesgruben zeigen sehr mächtige, oft durch Diagonalschichtung ausgezeichnete Sande und ebenso mächtige Geröllagen, die sich aus nordischen Gesteinen, hauptsächlich Graniten, und Abrasionsprodukten der vom Gletscher überwundenen Höhen zusammensetzen. Unter diesen letzteren namentlich Gesteine und Fossilien aus oberster Kreide und Wealden und besonders zahlreiche aus den meisten Zonen des Jura. Die so gekennzeichneten Bildungen sind noch heute, wenn auch nur noch in wenigen Resten, bis zur Paßhöhe erhalten. Auffällig ist das Vorkommen solcher Schotter, die, durch kalkiges Bindemittel fest verkittet, über den Ornatentonen, auf der Höhe des Deckberger Passes sich mauerartig erheben, so daß man aus der Entfernung dies für Reste von Befestigungen der ehemaligen Deckbär-(oder Oster-)burg hätte halten können. Jedoch bestehen die verkitteten Brocken aus Eruptivgesteinen und Feuersteinen, sowie ganz unregelmäßigen Gesteinsstücken aus „Korallenoolith", „Heersumer Schichten" und „Ornatenton". Ähnliches wurde nur beobachtet in der Nähe des Teufelsbrinks bei Fischbeck. In dem vorerwähnten Passe sind die feinen Sande und sandigen Lehme bis zur Höhe zu verfolgen. Nordische Geschiebe (Findlinge) wurden bis weit zum Gebirge hinauf beobachtet, so auf dem Hattendorf-Langenfelder Plateau (311 m) und dem Finnenbergpasse (ca. 200 m) (in Gipskeuper eingebettet), die Fischbecker Gegend ist besonders mit ihnen gesegnet, wo ja auch der Blocklehm eine mächtige, alle anstehenden Gesteine nahezu vollständig verhüllende Decke bildet. Ob diese Findlinge auf direktem Wege über die hier ja besonders hohe

Kette (350—370 m) oder um den Süntel herumgekommen sind, muß dahingestellt bleiben.

Auch am Nordhang befinden sich gleiche Kiese und Sande, im Tale flache Erhebungen bildend, so z. B. den nordwestlich Escher liegenden Hügel 185,1 des Meßtischblatts; in der hier liegenden Escher Sandgrube folgen unter Blocklehm von über 30 cm Mächtigkeit eine Lage von 1 m mit Geröllen, unter diesen aufrechtstehende Mergelbrocken, sodann mehrere Meter Sand, der zum Bauen verwandt wird.

Ferner sind zum Diluvium zu rechnen die gewaltigen Schuttmassen unter den Klippen vom Möncheberge bis weit über den Hohenstein hinaus.

Die Weserterrassen scheinen auf dieser Seite auf die eine, noch weiter zu verfolgende beschränkt zu sein, auf der Weibeck und Krückeberg liegen.

Daß hier auch der prähistorische Mensch lebte, dafür sprechen mehrere, in der Gegend von Krückeberg, Antendorf und Reinsdorf gefundene Artefakte, darunter einige prächtige, polierte und gebohrte Äxte aus Eruptivgesteinen.

Kalktuff oder Süßwasserkalk war in größter Ausdehnung nachweisbar. Technisch verwertet wurde er bisher kaum, obwohl die festeren Partien teilweise ein gutes Baumaterial, die mürberen ein gutes Material zur Bodenverbesserung liefern. Er wurde beobachtet am Iborn, bei den Hexenteichen und an zahlreichen anderen Quellen; in größerer Ausdehnung im Tale oberhalb der „Pappmühle“ (bei Zersen), bei der Apeler Ziegelei und bei Reinsdorf.

Verzeichnis der benutzten Literatur.

L. Agassiz: Études critiques sur les Mollusques fossiles. Neuchâtel 1840.

E. Bayle: Fossiles principaux des terrains, in: Explication de la carte géol. de France. T. IV, Atlas. Paris 1878.

Ew. Becker und Const. Milaschewitsch: Die Korallen der Nattheimer Schichten. Palaeontogr. XXI. Bd. (Neue Folge, 1. Bd.) Cassel 1872—1876.

E. W. Benecke: Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Neue Folge. Heft VI. Straßburg 1905.

— Über einen neuen Juraaufschluß im Unterelsaß. Mitt. d. Geol. Anst. von Elsaß-Lothringen. Bd. VI. Straßburg i. E. 1909.

J. F. Blake: A Monograph of the Fauna of the Cornbrash. Pal. Soc. 1905. London 1905.

XX.

ch im Riesenber

1.

2.

3.

4.

5.

6.

7.

8.

9.

10.

I.

Profile im Oberen Oxfordien.

XXIV.
Steinbruch am Papenbrink.

1. Blauer, dichter Kalk, in mehreren unebenflächigen Bänken, stellenweise mit sehr kieseligen (Korallenpolster!) Partien . . 1,50 m.
2. Blauer, lichter, oolithischer Kalk, oben mit einer stellenweise noch weiter geteilten Bank von 30 cm, unten von 20 cm . . 2,— „
3. Blauer, etwas heller, nur wenig sandiger, oolithischer Kalk (1—3 reich an *Rhynchonella pinguis* R., Stacheln von *Cidaris florigemma* etc.) 0,60 „
4. Grobkörniger, oolithischer Kalk, unten mit Nestern größerer abgerundeter Kalkbrocken . . . . . 1,20 „
5. Etwas grobkörniger, oolithischer Kalk mit feineren Quarzkörnchen . . . . . 2. „
6. Dasselbe . . . . . 0,70 „
7. Blaugrauer, fein oolithischer, sehr kieseliger Kalk, nicht ganz aufgeschlossen . . . . . ca. 2,— „
8. Groboolithischer, schwach sandiger Kalk . . . . . 0,30 „
9. Schieferton, 15 cm vom oberen Rande mit einer bis zu 10 cm dicken Bank feinkörnigen bis dichten, sandigen, gelbbraunen Kalkes . . . . . 1.15 „
10. Oolithischer Kalk, durch ca. 20 cm Schieferton in der Mitte in eine stellenweise an feinkörnigem Eisenoolith reiche obere und eine gewöhnlich nochmals durch Ton geteilte Bank zerlegt (dieser untere Ton an der unteren Grenze reich an Serpelknollen) . . . . . 1, „
11. Dunkelgraue Schiefertonbank . . . . . 0,50 „
12. Fester, blaugrauer, sandig oolithischer Kalk mit grünlichem Anflug (mit zahlreichen Austern und großen *Pecten*) . . . . 1,— „
13. Fester, blaugrauer, an Montlivaultien reicher Kalk, stellenweise in 3 Bänke geteilt, nach oben abgeschlossen durch eine bis 15 cm starke (oder ganz verschwindende) dunkle Bank sandig-oolithischen Kalks und Schiefertons . . . . . **0,75** „
14. Fester, blaugrauer, feinoolithischer bis dichter, sandiger, von Quarzkörnern erfüllter Kalk, in 3 Bänke geteilt von (von unten nach oben) 1,20, 0,30 und 1,50 m, die letzte enthält Nester von feinkörnigem Eisenoolith (und zahlreiche kinderhandgroße Austern, seltener *Montlivaultia*) . . . . . **3,60** „
15. Fester, blaugrauer und rötlicher, eisenschüssiger, oolithischer, sandiger (an Austern reicher) Kalk mit zahlreichen Quarzkörnern und grünen Partikelchen, unten ist eine Bank von 50, oben von 70 cm abgetrennt; auf die leicht wellige Oberfläche legt sich eine, stellenweise fast 10 cm dick werdende — an anderen Stellen keilt sie sich jedoch auch ganz aus — festere, große Quarzkörner enthaltende Schiefertonbank auf . . . . 2.70 „

Kalk mit großen Quarzkörnern (Pecten subf. und zahlreiche Austern), nach oben mit einer mürberen, 5—15 cm starken Bank abschließend, in denen die großen Quarz- und gerundeten Kalkkörner besonders hervortreten . . . . . 2,50 „

XXIII.
Bahneinschnitt Arensburg.

1. Dunkelblauer, sandig-oolithischer, teilweise sehr kieseliger Kalk (mit *Rhynchonella pinguis* R. und zahlreichen Austern), unten mit vereinzelten Eisenoolithkörnern . . . . . ca. 2,— m
2. Sandig-oolithischer Eisenstein mit eingestreuten größeren Körnern, übergehend in . . . . . **0,30—0,40** „
3. dunkelblauen, oolithisch-sandigen, oben noch vereinzelt Eisenoolithkörner enthaltenden Kalk (mit vielen Austern), übergehend in . . . . . 0,50 „
4. braungelben, eisenschüssigen, stark kieseligen Kalk (mit zahlreichen verkohlten Pflanzenresten) . . . . . 2,10 „
5. Dunkelblauer, oolithisch-sandiger Kalk, in der Mitte mit etwa 40 cm eines braungelben, eisenschüssigen, stark kieseligen Kalks 2,80 „

Unterbrechung des Profils um 18 m in der Horizontalen (die letzten 3,40 m vom vorigen — hier bereits nicht mehr zu sehen — sind im Steinbruch an der Landstraße aufgeschlossen) . . . . . ?

6. Braungelber, mürber, ± kieseliger, feinkörniger Kalk . . . ca. **1,70** m

Unterbrechung des Profils um ca. 2 m.

7. Groboolithischer, stark sandiger Kalk mit kalkreicheren und Eisenoolithlagen . . . . . **2.40** „
8. Fein oolithischer, kieseliger Kalk mit eingestreuten, groberen Quarzkörnern . . . . . **0.80** „
9. Sich deutlich von vorigem abhebender blauer, lichter, oolithischer resp. dichter Kalk mit einzelnen Quarzkörnern (erfüllt von Austern, Rhynchonellen, Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill., *Phasianella striata* Sow.) . . . . . 5,25 „
10. Grob- bis feinoolithischer Kalk mit einzelnen Quarzkörnern 5,75 „
11. Feinkörniger, grauer, kieseliger Kalk mit vereinzelten großen Körnern . . . . . 3,35 „
12. Im oberen Drittel feinkörniger, bräunlichgelber und eisenschüssiger, darunter aber große Quarz- und Kalkkörner enthaltender, dunkelgrauer, kieseliger Kalk . . . . . ca. 9,— „

?

XXII.
Steinbruch Hespe II.

1. Sandig-oolithischer, anscheinend ausgelaugter Kalk; festere Lagen mit mürberen wechselnd (mit häufigen Rhynchonellen, Stacheln von *Cidaris florigemma* Phil.) . . . . . ca. 1,— m.
2. Blauer, feinoolithischer Kalk mit ziemlich dicht darin verteilten kleinen Quarzkörnern . . . . . 3,— „
3. Blauer, oolithischer, stark sandiger Kalk mit eingestreuten gröberen Körnern (mit Gastropoden, Bivalven, Perisphincten) 2,75 „
4. Stark sandiger, von unzähligen Austernschalen erfüllter, sonst aber oolithischer Kalk mit Einlagerungen von Eisenoolith . . . . . **3,—** „
5. Graublauer, stark sandiger, oolithischer Kalk, „graue" Schicht der Arbeiter . . . . . **1,50** „
6. Eisenschüssiger, stark sandiger, oolithischer Kalk, „gelbe" Schicht . . . . . **1,60** „
7. Grünlichgrauer, groboolithischer Kalk mit etwas größeren Körnern von Quarz und Kalk, Funken von Schwefelkies 3,— „

Die Schichten sind nicht scharf voneinander abgesetzt, gehen vielmehr ineinander über.

XXI.
Pionierpaß.

1. Groboolithischer, sandiger, z. T. durch Eisenoolith rötlich gefärbter Kalk (mit Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill.), diluvial aufgearbeitet.
2. Braungelb verwitternder, feinkörniger, eisenschüssiger, stark sandiger Kalk . . . . . 0,75 m.
3. Schieferiger, mürber, tonig-sandiger Kalk, einschließend ca. 15 cm kieseligen Kalk . . . . . 0,60 „
4. Braungelb verwitternder, eisenschüssiger, z. T. löcheriger, mehr oder weniger kieseliger Kalk (mit Gastropoden und Korallen), nach oben und unten durch eine schieferige, mürbe Gesteinsschicht abgeschlossen . . . . . 5,50 „
5. Dunkelblauer bis hellgrauer, feinkörniger, sehr harter und kieseliger Kalk mit zahlreichen Kalkspatdrusen (und häufigen Korallen) . . . . . 3,80 „
6. Ebensolcher Kalk . . . . . 0,35 „

Liegendes: Schichten des Profils XVIII.

XX.
Steinbruch im Riesenberg bei Langenfeld.

1. Fester, ungebankter und massiger, oolithisch-sandiger Kalk, aufgeschlossen . . . . . ca. 2,50 m.
2. In mehreren Bänken abgesonderter, fester, meist oolithischer Kalk mit mürberen Kalklagen wechselnd . . . . . 3,— „
3. Groboolithischer, fester Kalk . . . . . 1,— „
4. Feinsandiger Kalk . . . . . ca. 1,30 „
5. Fester, oolithischer, an Quarzkörnern reicher Kalk, mit mürberen Zwischenmitteln . . . . . ca. 7,50 „
6. Oolithisch-sandiger Kalk, reich an Eisenoolith . . . . . 2,80 „
7. Oolithisch-sandiger Kalk, „graue Schicht" (der Arbeiter) mit Perisphincten . . . . . Geld „
8. Sehr harter, groboolithisch-sandiger Kalk, „schwarze" Schicht 2,90 „
9. Oolithisch-sandiger Kalk, „weiße Schicht" . . . . . 4,40 „
10. Oolithisch-sandiger Kalk, „blaue" Schicht, mit *Ammonites* sp. 9,— „

?

XIX.
Klippen des Hohenstein.

?

1. Plattig abgesonderter, fester, splitteriger, oolithisch-sandiger Kalk (mit Bivalven und *Echinus* sp.) . . . . . 2,25 m
2. Sandig-oolithischer, durch „Diagonalschichtung" ausgezeichneter Kalk, z. T. — namentlich in den tieferen Bänken — sehr reich an Eisenoolithpartien mit sandigen Einlagerungen, auf Klüften mit Eisenkrustationen . . . . . [illegible]
3. Fester, ziemlich dichter, blauer, flaserig-knolliger Kalk [illegible] Bivalven etc.) . . . . . 3,70 „
4. Groboolithisch-sandiger Kalk (unten sind Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill. häufig) mit einer bis zu 20 cm dicken Zone groberen Ooliths ca. 1 m unter der oberen Grenze . . 9,— „
5. Oolithisch-sandiger Kalk . . . . . 11,— „

?

A

gelbgr

1.

2.

3.

4.

5.

6.

7.

8.

9. Fe

10. we

Ur

+

Fe

11. sti

12. Di

13.

14.

15.

16.

17.

18.

19.

20.

21.

I

II.

Profile im Unteren Kimmeridgien.

XXX.

Aufschlüsse bei der Zeche „Wohlverwahrt", Kleinenbremen.

Hangendes: 10 cm wulstigen Kalkes mit vielen Austern und ca. 2,50 m gelbgrauen, plattigen Mergelschiefers des Mittleren Kimmeridgien.

1. Gelbbrauner, welliger Sandstein, übergehend in: . . . . . 0,40 m.
2. gelblichgrauen, bröckeligen, sandigen Schieferton . . . . . ca. 3,— „
3. Mergelkalkbank . . . . . ca. 0,50 „
4. Wulstig-plattiger Mergel . . . . . ca. 2,— „
5. Grauer bis braungelber, stellenweise stark von Kohlepartikelchen durchsetzter, ± harter Sandstein, in festeren Bänken und (oben) in dünnen, welligen Schieferlagen . . . . . ca. 2,20 „
6. 30—70 cm festen, gelblichgrauen Sandsteins, im Mittel . . 0,50 „
7. Grauer, sandiger Schieferton mit dünnschichtigen Sandsteinbänken . . . . . 1,70 „
8. Graue Sandsteinbank . . . . . 0,25 „
9. Grauer, bröckeliger, sandiger Schieferton . . . . . ca. 2,— „
10. 4 Bänke flaserigen, mergeligen und dichten, fossilreichen Kalkes zu 50, 75, 20 und 15 cm, die 1. und 2. unterlagert von 25 resp. 15 cm festen Kalks, die 3. und 4. von je 20 cm schieferig-mergeligen Tons . . . . . 2,40 „
11. Fester, sandig-oolithischer Kalk mit zahlreichen kleinen Austern 0,80 „
12. Fester, sandig-oolithischer Kalk (86% $Ca\,C\,O_3$) . . . . . ca. 3,— „
13. Mürbe Schicht unreinen Kalkes . . . . . 0,45 „
14. Sandig-oolithischer, an Nerineen reicher Kalk, die oberen 25 cm konglomeratisch? . . . . . 1,30 „
15. Sandig-oolithischer (an *Rhynchonella pinguis* R. reicher) Kalk, die unteren 15 cm mürbe . . . . . 0,50 „
16. Sandig-oolithischer Kalk (13—17 = ca. 6,50 m : 84 %) . . . 1,20 „
17. Sandig-oolithischer Kalk in Diagonalschichtung . . . . . 3,50 „
18. Sandig-oolithischer Kalk (79,5 %) . . . . . 1,— „
19. Sandig-oolithischer Kalk in 2 resp. 3 Bänken (76,9 %) . . . 4,— „
20. Sandig-oolithischer Kalk (80 %) . . . . . 1,50 „
21. Sandig-oolithischer Kalk in 3 Lagen (die obere 57,10 %, die mittlere 10,1 %, die untere 62,5 %) . . . . . 2,50 „

Liegendes: „Wohlverwahrtflöz".

XXIX.

Fiskalischer Steinbruch Luhden.

?

Hangendes nicht aufgeschlossen.

1. Harter bis mürber, in Platten bis zu 30 cm Dicke abgesonderter, schmutzigweißer und gelber oder rötlich gefärbter, glimmeriger Sandstein . . . . . 0,75 m.
2. Schiefrig-mergeliger Ton mit Einlagerungen von dünnplattigem Sandstein mit Wellenfurchen . . . . . bis 3,40 „
3. Unebenplattiger, wulstiger, sehr fossilreicher Kalk mit schiefrig-mergeligen Zwischenmitteln . . . . . 3,— „
4. Dickbankiger, blauer, oolithischer Kalk . . . . . 1,80 „
5. Dichter Kalk mit vielen Schalenquerschnitten . . . . . 3,— „
6. Dichter Kalk mit wenigen Oolithkörnern . . . . . 0,35 „
7. Dicht oolithischer Kalk . . . . . 1,90 „
8. Dicht oolithischer Kalk . . . . . 0,80 „
9. Sandig-oolithischer Kalk in Diagonalschichtung, zu unterst mürbe Schicht von 8 cm . . . . . 3,70 „
10. Sandig-oolithischer Kalk . . . . . 2,15 „
11. Sandig-oolithischer Kalk . . . . . 1,30 „
12. Sandig-oolithischer Kalk . . . . . aufgeschlossen 2,— „

Bis zum „Wohlverwahrtflöz" . . . . . ca. 3,— „

XXVIII.

Großer verlassener Steinbruch an der Landstraße w. Arensburg.

Hangendes: 0,90 m dichter Kalks.

1. Grauer bis gelblichbrauner Kalksandstein mit mürben, bröckelig-mergeligen und festen, von Pflanzenresten durchsetzten Lagen 2,30 m.
2. Feinsandiger, schiefrig-mergeliger Ton mit mehreren Einlagerungen bis zu 1 dem dicken, quarzitischen Sandsteins mit Wellenfurchen . . . . . ca. 3, „
3. Bituminöser, dichter Kalk in dicken Bänken mit dünnen Lagen schiefrig-mergeligen Tons wechselnd . . . . . ca. 6,50 „
4. Dickbankiger, fester, oolithischer Kalk . . . . . über 6,00 „

?

XXVII.

Springerheide.

?

1. (Diluvial) aufgearbeitete Kalke.
2. Mergeliger Ton, eingelagert wulstiger, oolithischer Kalk . . 0,20 m.
3. Unebenplattiger, oolithischer (an Terebrateln, Austern, Rhynchonellen, Seeigeln reicher) Kalk . . . . . 0,80 „
4. Oolithischer Kalk in Diagonalschichtung mit selten eingestreuten Quarzkörnern . . . . . 1,80 „
5. Oolithischer (an Rhynchonellen und Terebrateln reicher) Kalk, „Lederschicht" (der Arbeiter) . . . . . 0,90 „
6. Sandig-oolithischer Kalk, in der oberen Hälfte reich an Nerineen, Chemnitzien und Bivalven (Trigonien) . . . . . 0,50 „
7. Sandig-oolithischer Kalk zu 0,40, 0,45, 0,60 und 1,80 m . . 3,25 „
8. Sandig-oolithischer, eisenschüssiger Kalk . . . . . 1,50 „

XXVI.

Steinbruch Stummeyer, Rannenberg.

?

1. Festere Bänke unreinen Kalks mit tonig-mergeligen Lagen wechselnd . . . . . ca. 1,50 m.
2. Unebenplattiger, wulstiger, fester, unreiner Kalk . . . . . ca. 1,— „
3. ± schieferiger, wulstiger Kalkmergel . . . . . 0,20 „
4. Fester, blauer, oolithischer Kalk mit vereinzelten Kohlestückchen . . . . . 2,50 „
5. Dünne, mürbere, schieferige Lage mit Kohle.

?

XXV.

Steinbruch Schwietzer, Langenfeld.

?

Hangendes: Schieferton.

1. Grau und weiß gestreifter Sandstein . . . . . 0,05 m.
2. Schieferton . . . . . 0,10 „
3. Innen grauer, außen brauner, fester Kalk in mehreren dünnen Bänken . . . . . 0,30 „
4. Graubrauner und rötlicher Sandstein in dicht gedrängtem, durch dünne Tonlagen getrenntem Bänkchen . . . . . 0,40 „
5. Rötlich- und gelblichgrauer, feinkörniger, fester Sandstein, hin und wieder in dünnen Bänken . . . . . 0,40 „
6. Grauer Schieferton . . . . . 0,30 „
7. Sandig-oolithischer, blauer Kalk, aufgeschlossen . . . . . ca. 1, „

?

XXXII.

ch zwischen Antei

aufgeschlossen.

riger Mergel . . . .

rgeliger Kalkknauer

riger Mergel . . . .

reich an *Exogyra vir*

ossilreicher Kalk . .

wulstige Austernbän

. . . . . .

ien, oolithischen Kall

nit zahlreichen Zweisc

Kalk, in dicken Pl

. . . . . .

dar

III.

Profile im Mittleren Kimmeridgien.

XXXVI.
Barksen, Kalksteinbruch.

Hangendes: Ton.

1. Verfestigter, plattig-wulstiger Mergel . . . . . 1,60 m.
2. Feinbröckeliger, mergeliger Schieferton . . . . . 2,20 „
3. Blauer, fester und dichter Kalk . . . . . 2,50 „
4. Feste *Virgula*-Bank . . . . . 0,40 „
5. Plattiger, tonig-mergeliger Kalk . . . . . 1,15 „
6. Fester und dichter, wulstiger, hochprozentiger (bis 90 %) Kalk 1,35 „
7. Wulstiger Kalk mit schieferigen Zwischenmitteln . . . . . 0,50 „
8. Blauer, fester und dichter Kalk . . . . . 1,25 „
9. Tonig-mergeliger, fossilreicher („Zement"-) Kalk . . . . . 0,25 „
10. Unreiner, muschlig brechender Kalk mit festen *Virgula*-Bänken . . . . . ca. 1,— „

No. 9 und 10 durch eine besondere Sprengung erschlossen. Es folgen darunter im

(*Nicht erschlossene Schichtenfolge von ca. 8,50 m ?*)

Werksteinbruch. XXXVIa.

1. Gelblichgrauer, mergeliger Schieferton, nach oben schalten sich dünne *Virgula*-Bänke ein . . . . . 1,25 m.
2. Gelblicher Schieferton, übergehend in plattigen Mergel, reich an großen Bivalven . . . . . 2,75 „
3. Plattig-wulstiger Kalk mit tonig-schiefrigen Zwischenmitteln 2,50 „
4. Fester, sandiger, im oberen Teil graublauer bis grünlicher, nur stellenweise oolithischer, im unteren Teil braungesprenkelter, eisenschüssiger, dicht oolithischer Kalk . . . . . 5. „

XXXV.
Luhden, Kalksteinbruch.

Hangendes: über 1 m blauen, festen und dichten, knollig-wulstigen Kalkes.

1. Oben gelblicher, unten grauer, blätteriger Schieferton, übergehend in: . . . . . 2,— m.
2. plattigen Schiefermergel . . . . . 0,45 „
3. Fester, blauer, wulstiger Kalk . . . . . 2,40 „
4. Wulstige, durch Ton getrennte mergelige Kalkbänke mit *Exogyra virgula* und kleinen Austern, übergehend in: . . . ca. 0,40 „
5. plattig-schieferigen Mergel . . . . . 1,20 „
6. Fester, dichter, blauer Kalk, oben 2 Lagen von je 25 cm, die untere davon kalkärmer . . . . . 1,30 „
7. Knollig-mergeliger Kalk („Schwamm" der Arbeiter) . . . . 0,40 „
8. Blauer, feste und dichter, wulstiger Kalk . . . . . 1,15 „

XXXVa. Werksteinbruch.

Hangendes: aufgearbeitete, knollige Kalke.

1. Blauer, dichter, wulstiger Kalk . . . . . 0,30 m.
2. Grauer, mergeliger Ton mit knollig-wulstigen Kalkbänkchen, reich an *Exogyra virgula*, kleinen Austern, *Pinna* usw. . . 0,35 „
3. Blauer, knollig-wulstiger, unreiner Kalk mit tonigen Zwischenmitteln, reich an *Pholadomya multic., Pronoë, Gervillia* . . . 0,20 „
4. Dunkler, mergeliger, fossilreicher Ton . . . . . 0,10 „
5. Blauer, unreiner, welliger, fossilreicher (besonders Zweischaler und Brachiopoden) Kalk, 50 cm über dem Unterrand unterbrochen durch ca. 5 cm dunklen, blätterigen, mergeligen, an kleinen Austern reichen Tons.
6. In den unteren 40 cm kompakter, darüber mehr plattiger und etwas mergeliger, ± fester, dichter Kalk . . . . . 0,75 „
7. Dichter, blaugrauer, sandiger, in den mittleren Partien schwach oolithischer, dickbankiger Kalk, über . . . . . 4,— „

XXXIV.
Kalksteinbruch zwischen Rannenberg und Rehren.

Hangendes nicht aufgeschlossen.

1. Tonmergel mit festeren, knolligen Kalkbänken wechsellagernd (reich an Zweischalern) . . . . . 4.— m.
2. Fester, oolithischer Kalk (Werkstein) . . . . . 1,10 „

(Unterbrechung von ca. 5—6 m in der Vertikalen.)

3. Fester, knollig-wulstiger, unreiner Kalk . . . . . 1,40 „
4. Plattig-schiefriger, fester bis mürber, toniger Mergel . . . ca. 1,75 „
5. Blauer, fester und dichter, knollig-wulstiger (hochprozentiger) Kalk mit zahlreichen *Virgula*-Bänken . . . . . 2,90 „
6. Fester bis mürber, plattig-schiefriger, fossilreicher Mergel . . 0,75 „
7. Blauer, fester und dichter, wulstiger Kalk . . . . . 2,— „

ca. 2 m darunter folgen:

8. Blauer, knollig-wulstiger Kalk, namentlich in einer mittleren Partie von ca. 75 cm mit zahlreichen *Virgula*-Bänken, die mit dünnen, tonigeren Lagen wechseln . . . . . ca. 3,— „

XXXIII.
Werksteinbruch auf der Lust.

Hangendes: Durch Verwitterung gelockerte Kalkknauerschicht.

1. Lose (tonige) Mergelmasse mit einem Haufwerk einzelner und zusammengewachsener Austernschalen . . . . . 0,25 m.
2. Feste *Virgula*-Bank von schwankender Mächtigkeit, rund . . 0,30 „
3. Mergeliger, besonders fossilreicher Ton mit Kalkknauern . . 0,25 „
4. Dunkelblauer, wulstiger, oolithischer Kalk . . . . . 1,25 „

Es folgen darunter: Schieferton geringer Mächtigkeit, dunkler Schieferton mit Kalkknauern und im

XXXIIIa. Werksteinbruch von Kallmeier, Hattendorf:

1. Gelber, plattiger Mergelkalk . . . . . 0,50 m.
2. Dunkler, ± mergeliger Ton und feste Bänke blauen, stellenweise schwach oolithischen, an Austern reichen Kalkes, miteinander wechselnd . . . . . 0,60 „
3. Heller, bröckeliger Schiefermergel . . . . . 0,60 „
4. Blauer, fester, oolithischer Kalk . . . . . ca. 2. „

XXXII.
Steinbruch zwischen Antendorf und Raden.

Hangendes nicht aufgeschlossen.

1. Bröckelig-schieferiger Mergel . . . . . 0,20 m.
2. Bank fester, mergeliger Kalkknauer . . . . . 0,06 „
3. Bröckelig-schieferiger Mergel . . . . . 0,60 „
4. Mergeliger Ton, reich an *Exogyra virgula* Defr. . . . . 0,25 „
5. Blauer, fester, fossilreicher Kalk . . . . . 0,20 „
6. Unebenflächige, wulstige Austernbänke mit mergeligem Ton wechsellagernd . . . . . 0,85 „
7. Feste Bank blauen, oolithischen Kalkes . . . . . 0,60 „
8. Mergeliger Ton mit zahlreichen Zweischalern und Gastropoden 0,15 „
9. Blauer, dichter Kalk, in dicken Platten abgesondert, aufgeschlossen . . . . . 0,50 „

Liegendes ?

XXXI.
Kalksteinbruch im Gr. Riesen bei Apelern.

1. Verwitterte, knollige Kalke und tonige Mergel . . . . . über 2,— m.
2. Gelber Mergel . . . . . über 1,— „
3. Durch Schutt verdeckt . . . . . ca. 3,— „
4. Mergeliger, z. T. etwas fester, blauer Ton, übergehend in: ca. 1,30 „
5. dickschieferigen bis plattigen, tonigen Mergel (mit zahlreichen Terebrateln und *Pecten*) . . . . . ca. 1,25 „
6. Blauer, fester und dichter Kalk . . . . . 3,40 „
7. ± fester Kalk, erfüllt von *Exogyra virgula* . . . . . 0,20 „
8. Splitteriger Kalkmergel . . . . . 1,25 „
9. Blauer, fester und dichter, wulstiger Kalk . . . . . 3,— „

(Das Profil ist nach dem durch beide Brüche gegebenen Aufschluß zusammengestellt, der untere zeigt die Folge von No. 1—6, der obere von No. 4—9, beide sind durch eine kleine Verwerfung von 3—4 m Sprunghöhe getrennt.

V.

Obersten Malm.

X

Mergelgrube 500 m

m. Hangendes: Graugrünlicher T
„ sandsteinblöcken.
„ 1. Schieferig-plattige Mergelkal
„ Steinsalz und Kohleschmitze
„ 2. Gelbe, oben braune Steinme
„ Kalkspatdrusen und Kohlepa
„ 3. Grauer, etwas festerer Tonsch
„ Platten mit *Corbula* . . .
„ 4. Grünlichgelber Schieferton .
5. Grauer Tonschiefer . . . .
„ 6. Braungelber und grauer Schi
„
„
„
„
„ XX
„ Battermann's Me
„
„ 1. Graugrüner Mergel . . . .
2. Grünlichgrauer Mergel, in der
3. Gelbgrüner Mergel, in der un
„ 4. Grünlichgrauer bis brauner, et
„ bank") . . . . . .
„ 5. Grünlichgrauer Mergel, von u
bis zu 8 cm (die oberste) dick

IV.

Profile im Unteren Portlandien.

XXXVII.
Steinbruch von Buddensik w. Pohle.

Hangendes: Zäher, mergeliger Ton mit Kalkknauern, aufgeschlossen . . . . . 0,25 m.

1. Feste Bank dunkelblauen, eisenschüssigen Kalkes . . . . . 0,30 „
2. Tonmergel mit Kalkknauern, erfüllt von *Exogyra virgula*, übergehend in: . . . . . 0,25 „
3. festen, unebenflächigen, wulstigen Kalk mit tonigen Zwischenmitteln, nach unten mit 20 cm festen Kalks abschließend . 1,50 „
4. Brauner bis gelber, schieferig-mergeliger Ton, in der Mitte 10 cm festen Kalkes . . . . . 0,30 „
5. Blaue, tonig-mergelige Kalkbank (wie „Eimbeckh. Plattenkalk“) . . . . . 0,05 „
6. Schmutziggelber Tonmergel mit unregelmäßigen, etwas festeren Mergelbänkchen wie No. 5 . . . . . 1.75 „
7. Blaue, feste Austernkalkbänke mit tonigen Zwischenmitteln 0,35 „
8. Feste (von *Exogyra virgula* erfüllte) *Virgula*-Kalkbänke von 30, 30, 15, 40 und 20 cm, durch tonige Zwischenmittel getrennt ca. 2,— „

XXXVIII.
Steinbruch von Stemme, Rehren.

Hangendes: Dünne Kalkbänke.

1. Mergeliger Ton . . . . . 0,15 m.
2. Dünne Kalkbänke, mit mergeligem Ton wechsellagernd . . . 1,— „
3. Mergeliger Ton . . . . . 0,15 „
4. Feste Bänke dunklen, dichten Kalkes mit mergeligen Zwischenlagen . . . . . 0,50 „
5. Mergelig-schiefriger Ton mit zwei Lagen mergeliger Kalkknauer 0,30 „
6. Feste Bänke sandigen Kalkes . . . . . 0,20 „
7. Dunkelgrauer bis schwarzer, sandiger, mergeliger Kalk . . ca. 0,10 „
8. Feste Bank dunklen, dichten Kalkes, ganz durchsetzt von *Gervillia tetragona* Roem. und wenigen Austern . . . . . 0,20 „
9. Feste Kalkbänke mit tonig-mergeligen Zwischenmitteln . . 1,60 „
10. Schieferiger Ton . . . . . 0,15 „
11. Drei feste Kalkbänke mit tonig-mergeligen Zwischenmitteln, reich an Zweischalern . . . . . 0,40 „
12. Buckelig-wulstiger, von Austern erfüllter Kalk mit mergeligen Zwischenmitteln . . . . . 0,50 „
13. Fester Kalk . . . . . 0,40 „
14. Bis 12 cm festen Kalkes, oben von schieferigem Ton, unten von Mergel eingeschlossen . . . . . 0,20 „
15. Fester, eisenschüssiger, blauer Kalk . . . . . über 1,— „

XXXIX.
Bahneinschnitt Buchholz.

1. Fester Kalk . . . . . 0,25 m.
2. Schieferiger Tonmergel . . . . . 1,— „
3. Fester Kalk . . . . . 0,25 „
4. Schieferiger Tonmergel . . . . . 2,15 „
5. Fester Kalk . . . . . 0,20 „
6. Schieferiger Tonmergel . . . . . 1,40 „
7. Fester Kalk . . . . . 0,20 „
8. Tonmergel mit dünnbankigen Einlagerungen festen Kalkes 2,80 „
9. Fester Kalk . . . . . ca. 0,20 „
10. Schiefriger Tonmergel mit festeren Kalkmergelbänken . . . 3,50 „
11. Fester Kalk . . . . . 0,20 „
12. Schieferiger Tonmergel mit zahlreichen festeren Kalkbänken . 8,— „
13. Fester Kalk . . . . . 0,40 „
14. Schieferiger Tonmergel . . . . . 1,20 „
15. Fester Kalk mit tonigen Zwischenmitteln . . . . . 0,50 „
16. Tonmergel mit etwas festeren Mergelbänken . . . . . 0,60 „
17. Festere Kalkbänke mit geringen mergeligen Zwischenlagen . . 9,— „

V.

Profile im Obersten Malm.

XXXXI.
Mergelgrube Sundern.

1. Schwarzer Tonschiefer . . . . . 0,40 m.
2. Gelbbrauner Mergel mit festeren Bänken . . . . . 0,75 „
3. Schwarzer Schieferton . . . . . 0,15 „
4. Gelbbrauner Mergel . . . . . 0,10 „
5. Schwarzer Schieferton . . . . . 0,15 „
6. Graubraune Mergelbank . . . . . 0,55 „
7. Braunschwarzer Schieferton . . . . . 0.10 „
8. Schieferig-plattiger, braungelber Kalk . . . . . 0,20 „
9. Braungelber Tonschiefer . . . . . 0,18 „
10. Stark bituminöser Kalk, übersät mit *Turritella minuta* Dunk. et Koch . . . . . 0,05 „
11. Braunschwarzer Mergelton . . . . . 0,04 „
12. Graubrauner, schieferiger, etwas festerer Mergel . . . . . 1,35 „
13. Dunkelbrauner bis schwarzer Tonschiefer . . . . . 0,25 „
14. Graubrauner Mergel . . . . . 0,60 „
15. Brauner Mergelton . . . . . 0,04 „
16. Braungelber, festerer Mergel . . . . . 0,10 „
17. Hellbrauner Mergel (der beste der Grube) . . . . . 0,40 „
18. Schwarzer Mergel mit schwarzen, geodenartig eingelagerten, stark bituminösen, schwefelkiesreichen Kalken (20 cm Mergel, 5 cm Mergelkalkbank, 8 cm Mergel, 5 cm Geodenbank) . . 1,25 „
19. Grauer, innen blauer, sandiger, „schwer löschender“ Mergel . 0,75 „
20. Schwarzer Mergel . . . . . ca. 1,— „

XXXXII.
Mergelgrube am Waldrande w. „192,7“, Altenhagen.

1. Unebenplattiger Sandstein, aufgeschlossen . . . . . 0,60 m.
2. In der unteren Hälfte grauer, oben braungelber Schieferton mit unregelmäßigen wulstigen Kalkeinlagerungen („*Corbula*-bänke“) . . . . . 0,70 „
3. Grauer Mergelton . . . . . 0,70 „
4. Mergelschiefer, nach oben toniger . . . . . 1,10 „
5. Schwarzer Kalkmergelschiefer . . . . . 0,10 „
6. Dunkler bis ganz schwarzer Mergelton . . . . . 0,05 „
7. Dunkler Kalkmergelschiefer . . . . . 0,60 „
8. Graugrüner Mergel, aufgeschlossen . . . . . 2,— „

XXXXIIa.
Mergelgrube, 2—300 m sw. der vorigen.

1. Braungelber Mergelton, in der unteren Hälfte geschiefert . . 1,— m.
2. Dasselbe . . . . . 1,40 „
3. Grauer Mergelton, in der unteren Hälfte geschiefert . . . . 2,60 „
4. Ziemlich fester, sandig-schieferiger Plattenkalk . . . . . 0,20 „
5. Braunrote, unregelmäßige Kalkbank . . . . . 0,22 „
6. Grauer Mergelton, aufgeschlossen . . . . . 1,— „

XXXXIV.
Große Mergelgrube ö. Eulenburg.

1. Grünlicher Tonmergel . . . . . 1,— m.
2. Roter und dunkelbrauner Mergel . . . . . 0,05 „
3. Grauer Tonschiefer . . . . . 0,75 „
4. Dunkelblauer Kalkmergel . . . . . 0,15 „
5. Graugrüner Mergel . . . . . 0,50 „
6. Dunkelblauer Kalkmergel . . . . . 0,20 „
7. Grauer Mergel . . . . . 1,45 „
8. Dunkelbraune, feste Bänke mit Fossilien . . . . . 0,03 „
9. Grauer Mergel . . . . . ca. 3,— „

XXXXV.
Mergelgrube 500 m sw. Försterei Rolfshagen.

Hangendes: Graugrünlicher Ton mit (diluvial) eingesunkenen Wealdensandsteinblöcken.

1. Schieferig-plattige Mergelkalke mit Pseudomorphosen nach Steinsalz und Kohleschmitzen . . . . . 2,— m.
2. Gelbe, oben braune Steinmergelbank mit zahlreichen kleinen Kalkspatdrusen und Kohlepartikelchen . . . . . 0,30 „
3. Grauer, etwas festerer Tonschiefer, unten mit festeren, dünnen Platten mit *Corbula* . . . . . 1,10 „
4. Grünlichgelber Schieferton . . . . . 0,40 „
5. Grauer Tonschiefer . . . . . 0,30 „
6. Braungelber und grauer Schieferton . . . . . 0,70 „

XXXXIII.
Battermann's Mergelgrube, Altenhagen.

1. Graugrüner Mergel . . . . . ca. 3,— m.
2. Grünlichgrauer Mergel, in der unteren Hälfte fester . . . . 0,80 „
3. Gelbgrüner Mergel, in der unteren Hälfte fester . . . . . 1,— „
4. Grünlichgrauer bis brauner, etwas festerer Mergel („*Corbula*-bank“) . . . . . 0,70 „
5. Grünlichgrauer Mergel, von unten bis zur Mitte mit festeren, bis zu 8 cm (die oberste) dicken Kalkbänken, reich an *Corbula* . . . . . 0,40 „
6. Graugelber Mergel . . . . . 0,40 „
7. Grauer, etwas festerer Mergel mit braunen Kluftflächen . ca. 2,— „

XXXXIIIa.
Mergelgrube 3—400 m sw. des westlichen Gehöfts von Altenhagen.

1. Grauer Mergelton . . . . . 0,50 m.
2. Braungelber Mergelton . . . . . 0,30 „
3. Graubrauner Mergelton . . . . . 0,70 „
4. Mergeliger Tonschiefer . . . . . 0,80 „
5. Gelbgrauer Mergel . . . . . 1,50 „

XXXX.
Ziegelei Apelern.

Hangendes: Diluvial aufgearbeiteter Ton mit gelben Schieferstücken.

1. Braungelbe Schicht . . . . . 0,40 m.
2. Grauer Ton . . . . . 0,05 „
3. Braungelber, mürber Mergelkalk mit Kalkspatdrusen . . . . 0,25 „
4. Blaugrauer, schieferiger Ton mit knolligen Einlagerungen weißen „Faserkalkes“ . . . . . 1,— „
5. Braungelbe Bank in der oberen Hälfte festeren, in der unteren mürberen Kalkes . . . . . 0,50 „
6. Blaugrauer, schieferiger Ton . . . . . 2,— „
7. Gelbbraune, feste Kalkbank . . . . . 0,25 „
8. Blaugrauer, schieferiger Ton . . . . . 0,25 „
9. Gelbbraune, feste Kalkbank . . . . . 0,08 „
10. Blaugrauer, schieferiger Ton . . . . . 1,45 „
11. Braungelber Kalk mit mergeligen Zwischenmitteln . . . . ca. 1,30 „
12. Grauer Mergel . . . . . 0,60 „
13. Braungelbe, unregelmäßig zerklüftete, feste Kalk(Spat-)Bank 0,60 „
14. Grauer Mergel . . . . . ca. 1,— „

Liegendes: „Einbeckhäuser Plattenkalke“.

G. Boehm: Über die Beziehungen von *Pachyrisma*, *Megalodon*, *Diceras* und *Caprina*. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 34. Berlin 1882.

— Die Bivalven der Stramberger Schichten. Pal. Suppl. II. Abt. 4. Cassel 1883.

Wilh. Bölsche: Die Korallen des norddeutschen Jura- und Kreidegebirges. Gött. Inaug.-Diss. Berlin 1867.

A. Borissjak: Die Fauna des Donez-Jura. I. Cephalopoda. Mem. du Com. géol. Nouvelle série. Livraison 37. St. Pétersbourg 1908.

J. G. Bornemann: Über die Liasformation in der Umgebung von Göttingen. Dissertation. Göttingen 1854.

D. Brauns: Die Stratigraphie und Paläontologie des südöstlichen Teils der Hilsmulde usw. Palaeontogr. Bd. XIII. 1864—1866.

— Der mittlere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1869.

— Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1871.

— Der obere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1874.

H. G. Bronn's Lethaea geognostica. 3. Aufl. II. Bd. (Meso-Lethaea). Stuttgart 1851—1852.

Rich. Brösamlen: Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des schwäbischen Jura. Palaeontogr. 56. Bd. Stuttgart 1909.

Gejza Bukowski: Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. Beitr. z. Pal. Österreich-Ungarns u. des Orients, herausgeg. v. E. v. Mojsisovics und M. Neumayr. V. Bd. Wien 1887.

S. Buckman: The inferior oolite Ammonites. Pal. Soc. London 1886—1907.

F. Chapuis et G. Dewalque: Description des fossiles des terrains sécondaires de la province de Luxembourg. Mémoires couronnés et mém. des savants étrangers, publiés par l'Academie royale de Belgique. Tome XXV. Bruxelles 1854.

Ch. Contejean: Étude de l'étage kimméridien dans les environs de Montbéliard et dans le Jura, la France et l'Angleterre (Extrait des Mém. de la Soc. d'Emulation du Doubs 1858). Paris 1859.

M. Cossmann: Contribution à l'étude de la Faune de l'étage bathonien en France (Gastropodes). Mem. de la Soc. géol. de France. Paris 1885.

Heinr. Credner: Über die Gliederung der oberen Juraformation und der Wealdenbildung im nordwestlichen Deutschland (nebst einem Anhange über die daselbst vorkommenden Nerineen und Chemnitzien). Prag 1863.

— Geognostische Karte der Umgebung von Hannover. Hannover 1865.

W. Dames: Die Echiniden der nordwestdeutschen Jurabildungen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXIV. Bd. Berlin 1872.

Thomas Davidson: A Monograph of British Oolitic and Liasic Brachiopoda. Part III. Pal. Soc. London 1851.

Eug. Eudes-Deslongchamps: Mémoire sur les Brachiopodes du Kelloway rock, ou zone ferougineuse du terrain Callovien dans le nord ouest de la France. Mém. de la Soc. Linnéenne de Normandie 1856—1859. XI. Vol. Paris (Caen) 1860.

E. Désor et P. de Loriol: Echinologie helvétique (Description des oursins fossiles de la Suisse): Echinides de la période jurassique. Wiesbaden und Paris 1868—1872.

Aug. Dollfus: La faune kimméridienne du cap de la Hève, essai d'une révision paléontologique. Paris 1863.

Eug. Dumortier: Études paléontologiques sur les Dépôts jurassiques du Bassin du Rhone. Paris 1864—1874.

E. Dumortier et F. Fontannes: Description des ammonites de la zone à *Ammonites tenuilobatus* de Crussol (Ardèche) et de quelques autres fossiles jurassiques nouveaux ou peu connus. Lyon u. Paris 1876.

Wilh. Dunker: Über die in dem Lias bei Halberstadt vorkommenden Versteinerungen. Palaeontogr. Bd. I. Cassel 1851.

Theodor Engel: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. (Unter Mitwirkung von Kustos Dr. E. Schütze.) Stuttgart 1908.

A. Étallon: Description des crustacés fossiles de la Haute-Saône et du Haut-Jura. Bull. de la Soc. géol. de France. 2. série. T. XVI. Paris 1859.

— Notes sur les Crustacés jurassiques du bassin du Jura. Gray (Librairie de D. Jaeger) 1861. Extrait des Mém. de la Soc. d'agriculture de la Haute-Saône 1861.

G. Fischer v. Waldheim: Revue des fossiles du Gouvernement de Moscou Fossiles du terrain oolithique. Bull. d. l. soc. des naturalistes de Moscou. Moskau 1843.

Gaetano Giorgio Gemmellaro: Sopra alcune faune giuresi e liasiche della Sicilia studi paleontologici. Palermo 1872—1882.

Aug. Goldfuss: Petrefacta Germaniae, Abbildungen und Beschreibungen der Petrefakten Deutschlands und der angrenzenden Länder unter Mitwirkung des Herrn Grafen Georg zu Münster. Düsseldorf. I. T. 1826—1833, II. T. 1834—1840, III. T. 1841—1844.

Ed. Greppin: Description des fossiles du Bajocien supérieur des environs de Bâle. Abh. d. schweiz. pal. Ges. Bd. XXV, XXVI, XXVII. Lyon, Basel, Genf, Berlin 1898—1900.

A. de Grossouvre: Études sur l'Étage Bathonien. Bull. de la Soc. géol. S. 3. T. 16. Paris 1887—1888.

O. Grupe: Zur Frage der Terrassenbildung im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine und ihre Altersbeziehung zu den Eiszeiten. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1909. p. 474.

Hippolyt J. Haas: Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurass. Brachiopodenfauna des schweizerischen Juragebirges und seiner angrenzenden Landesteile. Abh. d. schweiz. pal. Ges. Zürich. I. Teil in Bd. XVI. 1889, II. T. in Bd. XVII u. XVIII. 1890 u. 1891.

Émile Haug: Étude sur les ammonites des étages moyens du jurassique. Bull. de la soc. géol. de France. Serie 3. Tome 20. Paris 1892.

M. Hébert und M. Eugène Eudes-Deslongchamps: Mémoire sur les fossiles de Montrail-Bellay (Maine-et-Loire). Bull. de la Soc. Linnéenne de Normandie. 5. Vol. Paris u. Caen. 1860.

Er. Horn: Die Harpoceraten der *Murchisonae*-Schichten des Donau-Rheinzuges. Mitt. d. Großh. Bad. geol. Landesanst. VI. Bd. 1. H. Heidelberg 1908.

Henry Joly: Études géol. sur le jurassique inférieur et moyen de la bordure Nord-Est du bassin de Paris. Dissertation. Nancy 1908.

Alex. Graf Keyserling: Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-Land im Jahre 1843. II. T. Geognostische Beobachtungen. St. Petersburg 1846.

Rob. Kluth: Der Gipskeuper im mittleren Wesergebiet. Dissertation. Göttingen 1894.

F. Koby: Monographie des Polypiers jurassiques de la Suisse. Abh. Schweiz. pal. Ges. Bd. VII, VIII, X—XVI. 1880—1889.

Fr. C. L. Koch und W. Dunker: Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Oolithengebildes und dessen Versteinerungen. Braunschweig 1837.

Joh. Kudernatsch: Die Ammoniten von Swinitza. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. I. Bd. Wien 1852.

Lahusen: Die Fauna der jurassischen Bildungen des Rjasanschen Gouvernements. Mém. du comité géologique. Vol. 1. No. 1. Petersburg 1883—1884.

Gust. Laube: Die Bivalven des Braunen Jura von Balin. Denkschr. d. kaiserl. Akad. d. Wiss., math.-natw. Kl. 27. Bd. Wien 1867.

— Die Gastropoden des Braunen Jura von Balin. Mit Berücksichtigung ihrer geognostischen Verbreitung in Frankreich, England, Schwaben und anderen Ländern. Denkschr. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. 28. Bd. Wien 1868.

John Leckenby: On the Kelloway Rock of the Yorkshire Coast. The Quarterly Journal of the Geological Society. Vol. XV. London 1859.

Wilh. Lohmann: Die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. d. Hunte und Engter. Dissertation. Göttingen 1908.

P. de Loriol: Monogr. pal. de la zone à *Ammonites tenuilobatus* de Baden. 1877—1879.

— Etude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien inférieur ou Zone à *Ammonites Renggeri* du Jura lédonien. Mém. de la Soc. pal. suisse Vol. XXVII. Genève 1900.

— Etude sur les mollusques de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. Abh. d. Schweiz. pal. Ges. i. Vol. XXIII u. XXIV. (1. u. 2. T.) Genf usw. 1896 u. 1897. I. Suppl. i. Vol. XXVIII. 1901.

— Étude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura lédonien. Abh. Schweiz. pal. Ges. (Mém. de la Soc. Pal. Suisse). Vol. XXIX—XXXI. Genève 1902—1904.

P. de Loriol et E. Pellat: Monogr. paléontol. et géolog. de l'étage Portlandien des environs de Boulogne-sur-mer. Extrait du Tome XIX, 1. partie des Mém. de la soc. de Physique d'Histoire naturelle de Genève. 1866.

P. de Loriol et G. Cotteau: Monogr. pal. et géol. de l'étage Portlandien du départ. de l'Yonne. Paris 1868. Extr. du T. I., 2. série, du Bull. de la Soc. des Sciences historiques u. naturelles de l'Yonne.

P. de Loriol, E. Royer et H. Tombeck: Descr. géol. et pal. des étages supérieures de la Haute-Marne. Paris 1872.

P. de Loriol et E. Pellat: Monogr. pal. et géol. des étages supérieurs de la formation jurassique des environs de Boulogne-sur-mer. Paris. 1874 Extr. du T. XXIII des Mém. de la Soc. de phys. et d'histoire naturelle de Genève.

John Lycett: Supplementary Monograph on the Mollusca from the Stonesfield Slate, Great Oolite, Forest Marble, and Cornbrash. Palaeontographical Society. London 1863.

— The Fossil Trigoniae. Pal. Soc. London 1872, 1874, 1875, 1877 und 1879.

Victor Madsen: On jurassic fossils from East-Greenland. (Translated by Ethel G. Skeat). Reprinted from Meddelelser om Grönland XXIX. Kopenhagen 1904.

Jul. Martin: Paléontologie stratigraphique de l'Infra-Lias du Département de la Côte-d'Or, suivie d'un aperçu pal. sur les mêmes assises dans le Rhone, l'Ardèche und l'Isère. Mém. de la Soc. géol. de France. 2. Serie. T. VII. Paris 1863.

E. Mascke: Die *Stephanoceras*-Verwandten in den Coronatenschichten von Norddeutschland. Dissertation. Göttingen 1907.

H. v. Meyer: Neue Gattungen fossiler Krebse aus Gebilden vom Bunten Sandstein bis in die Kreide. Stuttgart 1840.

C. Moesch: Monographie der Pholadomyen. Abh. d. schweiz. pal. Ges. Vol. I u. i. II. Paris, Basel, Genf, Berlin 1874 und 1875.

J. Morris, F. G. S. und J. Lycett: A Monograph of the Mollusca from the Great Oolite chiefly from Minchinhampton und The Coast of Yorkshire. Pal. Soc.: Part. I. Univalves. 1850. Part. II u. III. Bivalves. 1853 u. 1854.

M. Neumayr: Über einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalenschichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XX. Bd. Wien 1870.

— Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau Abh d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. V. Wien 1871.

— Die Ornatentone von Tschulkowo und die Stellung des russischen Jura. Benecke's geogn.-pal. Beitr. 2. Bd. 3. H. München 1876.

M. Neumayr und V. Uhlig: Über die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. IX. Bd. Wien 1892.

S. Nikitin: Die Juraablagerungen zwischen Rybinsk, Mologa und Myschkin an der oberen Wolga. Mém. de l'académie impériale des sciences de St.-Pétersbourg. VII. S. T. XXVIII. No. 5. St.-Pétersbourg 1881.

— Der Jura in der Umgegend von Elatma. Nouveaux Mémoires de la Soc. Impériale des Naturalistes de Moscou. T. XIV u. XV. Moscou 1881 und 1885.

— Allgemeine geologische Karte von Rußland. Blatt 71. Kostroma Mém. du Comité géol. Vol. II. St.-Petersbourg 1885—1887.

Fr. Noetling: Der Jura am Hermon. Eine geognostische Monographie. Stuttgart 1887.

— The Fauna of the Kellaway of Mazar Drik. Pal. Ind. Series XVI. Vol. I. P. I. Calcutta 1902. (Fauna of Baluchisfan and N. W. Frontier of India. Vol. I. The Jurassic Fauna. Part. 1.)

Albert Oppel: Der mittlere Lias Schwabens. 1853.

— Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. Stuttgart 1856—1858.

Albert Oppel: Paläontologische Mitteilungen aus dem Museum des bayrischen Staates. Stuttgart 1862—1865.

— Über die Zone des *Ammonites transversarius*. Benecke's géol. pal. Beiträge. Bd. 1. München 1866.

Alcide d'Orbigny: Paléontologie française. Tome I. Terrain jurassique. Cephalopodes. Paris 1842—1849.

— Géologie de la Russie d'Europe et des Montagnes de l'Oural par Rod. Impey Murchison, Ed. de Verneuil et le comte Alex. de Keyserling. Vol. II. 3 P. Paléont. Mollusques jurass. London, Paris 1845.

— Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés faisant suite au cours élémentaire de Pal. et de Géol. stratigraphiques. Paris 1850.

— Pal. française. Terrains jurassiques. Tome II (terminé par G. Cotteau) Gastéropodes. Paris 1850—1860.

C. F. Parona: Nuove osservazioni sopra la fauna degli strati con Posidonomya alpina dei Sette Communi. Palaeontogr. italica. Pisa 1895.

C. F. Parona und G. Bonarelli: Sur faune du Callovien inférieur (Chanasien) de Savoie. Chambéry 1895.

Leonardo Pflücker y Rico: Das Rhät in der Umgebung von Göttingen. Dissertation. Göttingen 1868.

M. Piette: Pal. franç. ou Description des fossiles de la France continuée par une Réunion de Paléontologistes sous la Direction d'un comité spécial. 1. Série. Animaux invertébrés. Terr. jur. Tome III. Gastéropodes. Paris 1891.

F. Philippi: Revision der unterliassischen Lamellibranchiatenfauna vom Kanonenberge bei Halberstadt. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 3. Heft. Berlin 1897.

John Phillips: Illustrations of the Geology of Yorkshire. Part I. The Yorkshire Coast. 2. Aufl. London 1835.

— A Monograph of British Belemnitidae Pal. Soc. London. Part IV. (Liasic and oolitic Belemnites) i. Vol. XXII. for 1868. London 1869. Part V. (Oxford Clay etc. Belemnites) i. Vol. XXIII. for 1869. London 1870.

J. F. Pompeckj: Bemerkungen über einige Ammoniten aus dem unteren Lias von Portugal. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 49. Berlin 1897.

Sam. P. Pratt: Description of some new Species of ammonites found in the Oxford Clay on the line of the Great Westen Railway near Cristian Malford. The Annals and Magazine of Natural History. Vol. VIII. London 1842.

Fr. Aug. Quenstedt: Die Cephalopoden. Tübingen 1849.

— Der Jura. Tübingen 1858.

— Handbuch der Petrefaktenkunde. Tübingen 1852 und 2. Aufl. 1867.

— Petrefaktenkunde Deutschlands. Die Brachiopoden. Leipzig 1871.

— Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Tübingen 1883—1885.

A. E. Reuss: Die Bryozoen, Anthozoen und Spongien des Braunen Jura von Balin bei Krakau. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. 27. Bd. Wien 1867.

Lothar Reuter: Doggerprofile aus dem Gebiet von Neumarkt in der Oberpfalz (Frankenjura). Dies. Jahrb. 1905. I. Bd. Stuttgart 1905.

Ferd. Roemer: Die jurassische Weserkette. Berlin 1858.

— Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.

Fr. Ad. Roemer: Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithengebirges. Hannover 1836. Nachtrag 1839.

Osk. Schlippe: Die Fauna des Bathonien im oberrheinischen Tieflande. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Bd. IV. Heft IV. Straßburg 1888.

U. Schloenbach: Über den Eisenstein des mittleren Lias im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 15. Bd. Jahrg. 1863.

— Beiträge zur Paläontologie der Jura- und Kreideformation im nordwestlichen Deutschland. Pal. Bd. XIII. 1. Stck. Über neue und weniger bekannte jurassische Ammoniten. Cassel 1864—1866.

Max Schlosser: Die Faunen des Lias und Dogger in Franken und der Oberpfalz. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 53. Berlin 1901.

E. Scholz: Die geologischen Verhältnisse des Süntel und anstoßenden Wesergebirges. Dissertation. Göttingen 1908.

Henry Schroeder: Schichten der *Parkinsonia subfurcata* in Norddeutschland. (Vorläufige Mitteilung.) Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. Berlin 1905.

K. v. See: Geologische Untersuchungen im Weser-Wiehengebirge bei der Porta westfalica. Dissertation. Göttingen. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXX. Stuttgart 1910.

K. v. Seebach: Der Hannoversche Jura. Berlin 1864.

Karl Sieberer: Die Pleurotomarien des schwäbischen Jura. Palaeontogr. L. IV. 3. Folge. Bd. 29. Stuttgart 1907—1908.

Josef Siemiradzki: O faunie kopalnje warstw brunatnego jura so Popielanach na Zmudzi. p. 114—127. (im selben wie das nächste).

— O mieczakach glowonogich brunatnego jura w Popielanach na Zmudzi. Denkschr. d. Krakauer Akad. Bd. 17. p. 46—72. Krakau 1890.

— Neue Beiträge zur Kenntnis der Ammonitenfauna der polnischen Eisenoolithe. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 3. Heft. Berlin 1894.

— Monographische Beschreibung der Ammonitengattung *Perisphinctes*. Palaeontogr. 45. Bd. Stuttgart 1898 und 1899.

Joan Simionescu: Studii geologice si paleontologice din Carpatii Sudici. III. Fauna Calloviana din valea Lupului (Rucăr) Academia Româna Publicatiunile Fondului Vasilie Adamachi No. III. Bucuresci 1899.

James Sowerby: The Mineral Conchology of Great Britain. London 1812—1834.

Alex. Steuer: Doggerstudien. Beitrag zur Gliederung des Doggers im nordwestlichen Deutschland. Habilitationsschrift. Jena 1897.

H. Stille: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. XXII. Berlin 1901.

C. Struckmann: Der obere Jura der Umgegend von Hannover. Eine pal.-geogn.-statistische Darstellung. Hannover 1878.

Ladisl. Szaynocha: Die Brachiopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. 41. Bd. Wien 1879.

Ralph Tate and J. F. Blake: The Yorkshire Lias. London 1876.

Lorenz Teisseyre: Ein Beitrag zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Ornatentone im Gouvernement Rjasan (Rußland). Sitz.-Ber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. 88. Wien 1883.

— Studyja palaeontologiczne. I. *Proplanulites* novum genus. Denkschr. d. Akad. i. Krakau. Math.-naturw. Abt. 14. Bd. Krakau 1888.

— Über *Proplanulites* nov. gen. Dies. Jahrb. VI. Beil.-Bd. Stuttgart 1889.

— Über die systematische Bedeutung der sogen. Parabeln der Perisphincten. Stuttgart 1889.

O. Terquem et E. Jourdy: Monographie de l'étage Bathonien dans le département de la Moselle. Mém. de la Soc. géol. de France. Série 2. Tome 9. Paris 1871—1873.

O. Terquem et Piette: De Lias inférieur de l'est de la France. Mém. de la Soc. Géol. 2 Série. Tome VIII. Paris 1868.

J. Thurmann et A. Étallon: Lethaea Bruntrutana ou études pal. et stratigraphiques sur le Jura bernois et en particulier les environs de Porrentruy. Zürich 1861.

Alex. Tornquist: Der Gipskeuper in der Umgebung von Göttingen. Dissertation. Göttingen 1892.

— Die Diadematoiden des württembergischen Lias. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Berlin 1908.

W. Waagen: Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz. Württ. naturw. Jahresber. Bd. XX.

— Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz, verglichen nach seinen paläontologischen Horizonten. München 1864.

— Über die Zone des *Ammonites Sowerbyi*. Benecke, Geogn.-pal. Beitr. Bd. I. Heft 3. München 1867.

— Die Formenreihe des *Ammonites subradiatus*. Benecke's Geogn.-pal. Beitr. Bd. II.

— Jurassic Fauna of Kutch Vol. I: The Cephalopoda. Mem. of the Geol. Surv. of India (Palaeontologica Indica). Calcutta und London 1873.

Thom. Wright: Monograph on the Lias Ammonites. Pal. Soc. 1878—1886.

C. H. v. Zieten: Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart 1830.

K. A. v. Zittel: Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). 1. Abt.: Invertebrata. 2. Aufl. München und Berlin 1903.

Über das Weissbleierz von Otavi bei Tsumeb in Deutsch-Südwestafrika.

Von

Hedwig Dübigk.

Mit 6 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

I. Vorkommen des Weißbleierzes in Otavi bei Tsumeb. 215
II. Die kristallographischen Eigenschaften 218
1. Beschreibung der Einzelindividuen 218
2. Zwillingsbildung 220
a) Zwillinge von pseudohexagonalem Habitus 221
b) „ nach ∞P 221
c) „ senkrecht zu ∞P 222
d) „ nach ∞P$\breve{3}$ 222
3. Berechnung des Achsenverhältnisses 223
4. Tabellen der gemessenen Kristalle 224
5. Diskussion der neu beobachteten Flächen 231
III. Die optischen Eigenschaften des Cerussits 236
1. Messung der Brechungsexponenten 238
2. Bestimmung des Winkels der optischen Achsen 243
3. Änderung des Winkels der optischen Achsen bei Erwärmung 244
IV. Die chemische Zusammensetzung des Weißbleierzes . . 245

Literaturverzeichnis.

W. Maucher, Die Erzlagerstätte von Tsumeb im Ottavibezirk im Norden Deutsch-Südwestafrikas. Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. Jahrg. 1908. p. 24.

P. Krusch, Die genetischen Verhältnisse der Kupfererzvorkommen von Otavi. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **63**. 1911. p. 240.

Sir Francis Galton, Travels in tropical Africa. 1852.

J. Kuntz, Kupfererzvorkommen in Südwestafrika. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. p. 404.

Hobbs, Zeitschr. f. Krist. 1895. **25**.
Hubrecht, Zeitschr. f. Krist. 1905. p. 186.
O. Mügge, dies. Jahrb. 1882. II. p. 39.
Groth, Physikalische Kristallographie. p. 457.
Dana, The System of Mineralogie. p. 286.
H. Ohm, Über das Weißbleierz von der Grube Perm. Dissertation. 1899.
Grailich, Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. **9**. 1852. p. 934.
Grailing und Lang, Ibid. **27**. 1854. p. 40.
Des Cloizeaux, Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux naturels ou artificiels. 1852. p. 11.
Schrauf, Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. **42**. 1860. p. 120.
E. Weiss, dies. Jahrb. 1867.

I. Die Erzlagerstätte von Tsumeb im Otavibezirk im Norden von Deutsch-Südwestafrika[1].

Tsumeb liegt im Norden des Hererolandes am Nordhange der Otaviberge unter dem 19. Breitengrad bei 18° östlicher Länge von Greenwich in etwa 1300 m Meereshöhe, 68 km nördlich von Otavi. Die Kupfererzlagerstätten sind den Eingeborenen mutmaßlich seit Generationen vor der Ankunft der Weißen bekannt gewesen und scheinen früher von den Ovambos zur Herstellung von Arm- und Fußspangen ausgebeutet worden zu sein. Die Europäer wurden auf die Kupfervorkommen der Otavikette zuerst im Jahre 1852 durch Sir Francis Galton aufmerksam, der eine Reise von der Walfischbai in das Ovamboland schildert. Schon im Jahre 1887 wurden Erze an die preußisch geologische Landesanstalt gesandt.

Seit Ende 1905 wird die Lagerstätte durch regelmäßigen Bergbau abgebaut.

Die Vorkommen liegen im Otavigebirge, dessen im Süden steilere Bergketten nach Norden niedriger und flacher werden.

Das Gebirge besteht hauptsächlich aus grauem, dichtem Dolomit, welcher nach neueren Untersuchungen dem Devon anzugehören scheint.

Das Liegende des Erzkörpers wird von dolomitisch-lettigen Erzmassen gebildet, während besonders im Mittel- und Ostflügel der Lagerstätte im Hangenden sich ein „sandsteinartiger Körper" dazwischenschiebt. Die Erze finden sich hauptsächlich in der

[1] W. Maucher, P. Krusch.

Grenzschicht zwischen dem sandsteinartigen und dem dolomitischen Körper.

Gewisse Schichten des Otavidolomites neigen zur Bildung von Höhlen, die bald leer sind, bald mit Wasser ausgefüllt werden.

Kupfererze finden sich im Otavigebirge an vier verschiedenen Stellen, nämlich bei Tsumeb auf dem Nordabhange, bei Groß-Otavi, Klein-Otavi oder Asis und bei Guchab auf dem Südabhange. Am unbedeutendsten ist die Lagerstätte von Groß-Otavi; hier treten in steil nach Süden fallenden Dolomitschichten Nester und netzartige Trümer von Erz auf. Auch hier ist das Erz mit den sogen. sandsteinartigen Massen verbunden. Die Erzführung besteht aus Kupferglanz mit viel Malachit und Bleiglanz. Diese sandsteinartigen Massen sind von P. Krusch 1911 als Aplit bestimmt worden.

Kompakter sind die Lagerstätten bei Asis oder Klein-Otavi und Guchab im Otavital. Auch hier scheint nach Kuntz eine bestimmte Kalkschicht besonders geeignet für die Erzanreicherung gewesen zu sein. Zweifellos das bedeutendste Vorkommen ist das von Tsumeb. Hier hebt sich ein durch Kupfererz grün gefärbter Hügel von dem grauen Otavidolomit scharf ab. Kuntz stellte damals eine 200 Schritt im Streichen und 40 Schritt im Fallen umfassende Erzfläche fest.

Auch hier wird eine anscheinend weniger widerstandsfähige Dolomitschicht von dem Erz bevorzugt. Die Längserstreckung des Erzkörpers nimmt nach der Tiefe zu etwas ab. Aus den neuesten Aufnahmen geht außerdem hervor, daß der sandsteinartige Körper nach der Tiefe an Mächtigkeit verliert.

Bei den Erzen hat man im wesentlichen zwischen primären sulfidischen Erzen und deren Oxydationsprodukten zu unterscheiden. Letztere zerfallen wieder in zwei Gruppen, in sekundäre Erze, welche unmittelbar aus der Oxydation der primären Erze hervorgegangen sind, und tertiäre Erze. Letztere stellen die Produkte einer chemischen Veränderung der sekundären Erze dar, wobei sich deutlich chemische Einwirkungen des Nebengesteins bemerkbar machen.

Im östlichen Teil der Lagerstätte herrschen bleireiche Erze vor, im westlichen dagegen Kupfererze. Ganz besonders charakteristisch für die Lagerstätte sind die sekundären und tertiären Bildungen.

Der primäre Bleiglanz liefert bei seiner Oxydation zunächst Anglesit. Dieser umgibt den frischen Bleiglanz in ein bis mehrere Zentimeter breiten Zonen, welche noch mit unzersetzten Bleiglanzresten und mit Kupferglanz durchstäubt sind. Über dieser Zone folgt reiner, zumeist derber Anglesit, welcher teilweise in Cerussit oder unter Einwirkung der Oxydationsprodukte des Kupferglanzes in Linarit und Caledonit umgewandelt ist. Im Ostfelde, wo reine Bleiglanzpartien häufiger sind, geht der Bleiglanz unmittelbar in reinen, graulichen Anglesit über, welcher reichliche derbe Erzmassen von dichter Beschaffenheit und feinlagenhafter Struktur bildet.

Bei der wenig tiefen Lage der bis jetzt aufgeschlossenen Tsumeberze ist es nicht zu verwundern, daß die ersten Oxydationsprodukte der geschwefelten Erze von den hinzutretenden Tagewässern ausgelaugt und an andere Stellen, besonders im hangenden Sandstein und im liegenden Dolomit, wieder abgesetzt wurden, wobei sich mannigfache chemische Umsetzungen vollzogen. Die Sulfate des Bleis, Kupfers, Zinks sind in Wasser verhältnismäßig leicht löslich; sie zeigen große Neigung, sich mit Carbonaten der Erdalkalien, wie sie im Dolomit vorliegen, zu Blei-Kupfer-Zinkcarbonat umzusetzen. Da nun die Neigung zur Oxydation bei Bleiglanz, Kupferglanz und Zinkblende eine sehr verschiedene ist, so war der aus der Oxydation des Bleiglanzes hervorgegangene Anglesit großenteils schon aus den sekundären Erzen ausgelöst und in der Berührung mit kohlensäurehaltigen Wassern sowie mit dem Dolomit in Bleicarbonat umgewandelt, als die Oxydation des Kupferglanzes noch nicht begonnen hatte.

Man findet auch in der Tat sowohl auf Klüften des Aplits wie auch auf dem zellig zerfressenen Dolomit reichlichen Cerussit als älteste tertiäre Bildung in kleinen, meist zu Drillingen gruppierten und später wieder stark verästelten Kristallen. Außer diesen einzelnen, aber reichlich auf die Nebengesteine ausgestreuten Kristallen findet man auch kompakte Massen derben Cerussits noch an primärer Stelle.

Im Winterhalbjahr 1911 wurden von Herrn Prof. Dr. Busz hervorragend schöne Stufen mit Cerussit von der Erzlagerstätte bei Tsumeb in Deutsch-Südwestafrika für das Mineralogische Museum erworben. Herr Prof. Busz veranlaßte mich, diese selten schön entwickelten Kristallisationen einer eingehenden Unter-

suchung zu unterziehen. Auch stellte Herr Kommerzienrat Dr. Seligmann, Koblenz, mir in zuvorkommender Weise seine Sammlung zur Verfügung, wofür ich ihm bei dieser Gelegenheit nochmals meinen herzlichsten Dank ausspreche.

II. Die kristallographischen Eigenschaften des Weißbleierzes.

1. Allgemeine Beschreibung der Einzelindividuen.

Die bisher nicht beschriebenen Kristalle dieses Fundortes sind in bezug auf Reichtum der Flächen und Schönheit der Ausbildung bemerkenswert. Die Gangmasse, auf der die Kristalle aufgewachsen sind, ist Aplit und zellig zerfressener Dolomit. Die Stufen sind meistens bedeckt mit faserigem, strahlig angeordnetem Malachit, schönen Kristallen von Kupferlasur, ein diese Lagerstätte besonders charakterisierendes Erz, und von einem an Natronit erinnernden schmutzig zeisiggrünem Mineral.

Prof. K. Busz beschreibt in der Festschrift der medizinisch-naturwissenschaftlichen Gesellschaft zur 84. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Münster i. W. 1912 ein neues Mineral dieser Lagerstätte, für welches er nach dem Vorkommen bei Tsumeb den Namen Tsumebit vorschlägt. Bei diesen Stufen ist der rotbraune Dolomit durch weiße, glänzende Krusten von Zinkspat verkittet. Diese werden zum großen Teil von einem ebenfalls krustenförmigen Kristallaggregat kleiner, lebhaft glänzender Kristalle von sehr schöner, smaragdgrüner Farbe überzogen, die an vielen Stellen auch in Form kleiner, innig miteinander verwachsener Kristallgruppen auftreten, und als solche auch auf den Kristallen der Kupferlasur aufgewachsen vorkommen.

Die Größe und der Habitus der Kristalle ist sehr verschieden. Sie sind teils prismatisch, wobei die Längsrichtung der a-Achse parallel verläuft, teils tafelförmig durch Vorherrschen des Brachypinakoids $b = \infty P\breve{\infty}$ (010). Einige besonders große Kristalle sind tafelförmig nach der Basis (Fig. 4 und 5). Viele Kristalle sind an den Enden der c-Achse ungleich entwickelt. Während an dem oberen Ende fast stets die Flächen $p = P$ (111), $o = \frac{1}{2}P$ (112) und $y = \frac{1}{2}P\breve{\infty}$ (102), selten $2P\breve{2}$ (121), vorkommen, fehlen $\frac{1}{2}P$ und $\frac{1}{2}P\breve{\infty}$ an dem unteren Ende ganz, oder es ist nur eine der beiden Flächen vorhanden und dann stets in etwas anderer Ausbildung. Auch

die Brachydomenflächen treten zuweilen rechts und links von der c-Achse in verschiedener Anzahl und Größe auf, ohne daß indessen ein Hemimorphismus anzunehmen wäre. Besonders auffallend ist bei diesen Kristallen der Reichtum an Gestalten $mP\breve{\infty}$ und $\infty P\breve{m}$. Am konstantesten sind die Flächen der Prismenzone, in welcher stets neben den beiden Pinakoiden ∞P und $\infty P\breve{3}$ auftreten. Auch die übrigen, der Größe nach stets vorwaltenden Flächen 0P (001), P (111), $\frac{1}{2}$P (112), $\frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102), $\frac{1}{2}P\breve{\infty}$ (012), $2P\breve{\infty}$ (021) kehren immer wieder. Die selteneren Flächen rufen kaum einen Unterschied im Habitus hervor, da sie immer nur schmal auftreten.

Die Kristalle sind meist wasserhell und durchsichtig. Daneben kommen auf einzelnen Stufen auch durch Eisenoxyd braunschwarz gefärbte große Kristalle vor. Durch vielfach Zwillingsverwachsung gebildete große Tafeln sind oftmals weiß. An den der Messung unterworfenen Kristallen wurden folgende Formen ermittelt, von denen die meisten auch von anderen Fundorten bekannt, einige aber neu und durch ein Sternchen bezeichnet sind:

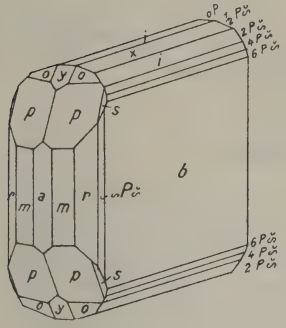


Fig. 1.

0P (001)	$\infty P\breve{\infty}$ (010)
$\frac{1}{2}P\breve{\infty}$ (012)	$\infty P\bar{\infty}$ (100)
$P\breve{\infty}$ (011)	∞P (110)
$*\frac{1}{11}P\breve{\infty}$ (0 . 11 . 10)	$\infty P\breve{3}$ (130)
$\frac{8}{7}P\breve{\infty}$ (0 . 8 . 7)	$*\infty P\frac{25}{8}$ (8 . 25 . 0)
$\frac{7}{6}P\breve{\infty}$ (076)	$\infty P\breve{5}$ (1 . 5 . 0)
$*\frac{9}{5}P\breve{\infty}$ (095)	
$2P\breve{\infty}$ (021)	$*\infty P\breve{10}$ (1 . 10 . 0)
$3P\breve{\infty}$ (031)	$*\infty P\breve{23}$ (1 . 23 . 0)
$4P\breve{\infty}$ (041)	$*\infty$P31 (1 . 31 . 0)
$5P\breve{\infty}$ (051)	$\frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102)
$6P\breve{\infty}$ (061)	$\frac{1}{2}$P (112)
$7P\breve{\infty}$ (071)	P (111)
$8P\breve{\infty}$ (081)	$2P\breve{2}$ (121)

Von diesen Formen ist fast immer das Brachypinakoid $b = \infty P\breve{\infty}$ derart vorherrschend ausgebildet, daß die Kristalle einen tafeligen Habitus erhalten, wie es in Fig. 1 zum Ausdruck gebracht ist. An fast allen Kristallen ist die Zone der Brachydomen sehr stark entwickelt $x = \frac{1}{2}P\breve{\infty}$, $i = 2P\breve{\infty}$, $v = 3P\breve{\infty}$ treten an den Kristallen gewöhnlich in größeren Flächen auf. $k = P\breve{\infty}$ wurde nur an zwei Kristallen gemessen. Dort aber in so guter

Ausbildung, daß der Winkel 0P : P$\breve{\infty}$ zur Berechnung des Achsenverhältnisses herangezogen werden konnte.

Da die Kristalle alle parallel der a-Achse gestreckt sind und die Brachydomen- und Pyramidenflächen groß entwickelt sind, so erscheinen die Prismenflächen kleiner.

Die Fläche 2P$\breve{2}$ (121) wurde nur an zwei Kristallen gemessen. Außer diesen Flächen treten, wie man oben sah, noch eine Anzahl anderer Brachydomen- und Prismenflächen auf, die z. T. schon früher an einzelnen Kristallen nachgewiesen worden sind, z. T. aber beim Cerussit noch nicht beobachtet wurden. Einzelne derselben kann man mit ziemlicher Gewißheit als neue Flächen ansprechen, da sie an verschiedenen Kristallen gemessen wurden, andere dagegen sind zweifelhaft. Diese neuen Flächen sollen weiter unten noch eingehender betrachtet werden. Der Glanz der Flächen ist ausgezeichnet. Die Zone der Brachydomen zeigt bei vielen Kristallen eine starke Streifung. Sie geben daher im Fernrohr oft einen kontinuierlichen Bilderstreif, aus welchem sich aber die in der vorstehenden Tabelle aufgenommenen Flächen durch deutliche Reflexe abheben. Auch die Flächen der Prismenzone sind z. T. stark gestreift.

Zwischen diesen Streifungen liegen z. T. die neuen Flächen, deren Vorhandensein eben dadurch fraglicher wird.

2. Zwillingsbildung.

Die Zwillingsbildung ist besonders stark ausgeprägt. Die größeren Individuen, die fast alle von hervorragender Schönheit sind, sind tafelförmig oder verästelt. Zwei Kristalle sind nach dem Gesetze — Zwillingsebene eine Fläche von ∞P (110) — verwachsen. An diese setzen sich astförmig viele weitere Kristalle an, so daß das Ganze eine Tafel von mehreren Zentimetern Durchmesser und $\frac{1}{2}$ bis 1 cm Dicke bildet. Oder sie setzen sich, immer dem Gesetze folgend, nach allen Richtungen an und bilden wunderschöne verästelte Stücke von großem Umfange. Vielfach sind diese besprenkelt mit kleinen punktförmigen Ablagerungen von Brauneisen, die aber nur oberflächlich daran haften und schon mit dem Fingernagel entfernt werden können.

Die kleinen Zwillingskristalle zeigen vier verschiedene Ausbildungsweisen.

a) Zwillinge von pseudohexagonalem Habitus. (Fig. 2a und 2b.)

Diese Zwillinge sind besonders schön entwickelt und erreichen vielfach Erbsen- bis Haselnußgröße. Sie sind oft dunkel gefärbt.

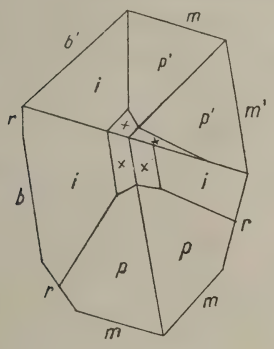


Fig. 2a.

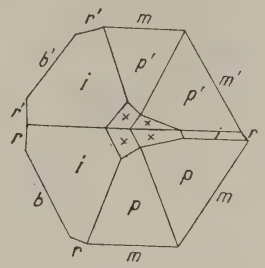


Fig. 2b.

Die gemessenen dagegen waren wasserhell und diamantglänzend. Es wurden folgende Formen daran beobachtet:

m = ∞P	(110)	x = ½P$\breve{\infty}$	(012)
r = ∞P$\breve{3}$	(130)	i = 2P$\breve{\infty}$	(021)
b = ∞P$\breve{\infty}$	(010)	p = P	(111)

Der Winkel

$$m : m = (110) : (110) = 54^\circ 27' 40''$$
$$x : x = 20^\circ 29' 15'' \text{ und}$$
$$x : x = 20\ 22\ 50$$

Hobbs hat diese Zwillingsverwachsung zuerst beschrieben. Er gibt an

$$m : m = \infty P : \infty P = 54^\circ 28'.$$

b) Zwillingsverwachsung nach dem m-Gesetz, und zwar ist m = ∞P selbst die Verwachsungsebene.

Die Individuen stoßen also in einem stumpfen Winkel von 117° 14′ zusammen. Fig. 3 zeigte einen solchen Kristall in natürlicher Größe. Man sieht daraus, wie ungeheuer groß die Kristalle dieses Vorkommens teilweise sind. Die Dicke der Platte beträgt etwas mehr als ½ cm.

Fig. 3 ist ein Drilling, aber der Bruch läßt vermuten, daß noch ein viertes Individuum vorhanden gewesen ist. Die Kristalle sind tafelförmig nach der Basis, was bis jetzt am Cerussit wohl noch nicht beobachtet worden ist. Die Basisfläche an diesem und einem ähnlichen Drilling hat ganz kleine Erhebungen in regel-

mäßiger Anordnung, an denen die Fläche $\frac{1}{2}$P (112) deutlich zu erkennen ist. Für die Messungen mit dem Reflexionsgoniometer war er viel zu groß, aber es stand mir ein kleinerer Kristall zur

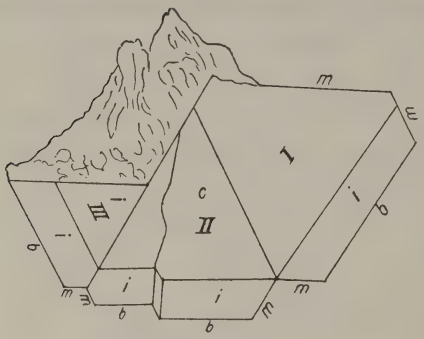


Fig. 3.

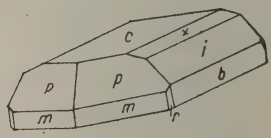


Fig. 4.

Verfügung, der auch tafelförmig nach der Basis war und an dem die Messungen ausgeführt werden konnten (Fig. 4).

Die gemessenen Flächen sind:

c = 0P	(100)	m = ∞P	(110)
x = $\frac{1}{2}$P∞	(012)	r = ∞P$\breve{3}$	(130)
i = 2P∞	(021)	b = ∞P∞	(010)
	p = P	(111)	

Auch dieser Kristall hatte immer noch eine Größe von mehr als 1^2 cm.

c) Die Individuen sind senkrecht zur Fläche ∞P verwachsen, sie stoßen also unter einem spitzen Winkel zusammen. Ich fand nur einen solchen Zwilling, an dem sich der einspringende Winkel leider nicht messen ließ. Bei Hubrecht ist der Neigungswinkel der beiden Individuen zueinander = 62° 46′. Denselben Winkel gibt Ohm an bei den Zwillingen, die er unter der dritten Ausbildungsweise ordnet.

d) Ein Zwilling, bei dem die Verwachsungsebene die Fläche r = ∞P$\breve{3}$ ist. Dieser Kristall stand ziemlich isoliert und sehr geschützt in einem Hohlraum. Sein Habitus ist vollständig quadratisch (Fig. 5). Durch die Mitte der Basis verläuft die Zwillingsgrenze. Auf beiden Seiten derselben ist eine starke Streifung, die unter einem Winkel von 57° 18′ zusammenstößt.

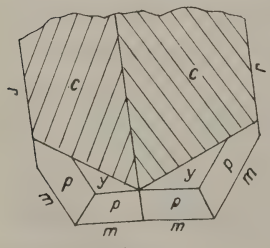


Fig. 5.

Die an diesem Zwilling beobachteten Formen sind:

c =	0P (001)	p =	P (111)
m =	∞P (110)	y =	$\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$ (102)
r =	∞P$\breve{3}$ (130)		

Außer diesen befinden sich noch Durchkreuzungsdrillinge und Viellinge in schöner Ausbildung auf einzelnen Stufen.

3. Berechnung des Achsenverhältnisses.

Die Achse a wurde aus folgenden Winkeln berechnet:

	Mittelwert
∞P : ∞P =	62° 46′ 30″
∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{3}$ =	28 38 40
∞P$\breve{\infty}$: ∞P =	58 35 40
∞P$\bar{\infty}$: ∞P =	31 22 50
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$\breve{3}$ =	61 20 30

Es ergab sich als Mittelwert aus den Messungen an Kristallen von 11 Stufen:

a = 0,610160
a = 0,6102.

Zur Berechnung der c-Achse wurden folgende Werte benutzt:

0P : $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$ =	19° 52′ 30″
0P : P$\breve{\infty}$ =	35 52 20
0P : 2P$\breve{\infty}$ =	55 19 50
0P : 3P$\breve{\infty}$ =	65 14 45
∞P$\breve{\infty}$: 2P$\breve{\infty}$ =	34 39 35
∞P$\breve{\infty}$: $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$ =	70 7 55

Hieraus wurde berechnet c = 0,723182. Das sich ergebende Verhältnis a : b : c = 0,6102 : 1 : 0,72318 stimmt mit den von v. Kokscharow angegebenen Werten überein.

a : b : c = 0,6102 : 1 : 0,7232. v. Kokscharow.

Nach anderen Angaben ist:

a : b : c = 0,609968 : 1 : 0,723002. Dana.
a : b : c = 0,60998 : 1 : 0,723111. Ohm.

4. Tabellen.

Die beobachteten und berechneten Winkel sind in den folgenden Tabellen angegeben. Die zur Berechnung des Achsenverhältnisses benutzten Winkel sind mit * bezeichnet. Bei der Berech-

nung habe ich stets den oben angegebenen mittleren Wert für a und c benutzt, nur bei den als neu in Frage kommenden Flächen sind bei der späteren Diskussion die jeweiligen Achsenverhältnisse in Rechnung gebracht.

Tabelle I.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte		Messungen	Berechnet
		Brachydomen.				
*0P : $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$	(001):(012)	19° 52′ 50″	19° 51′	— 54′	8	19° 52′ 50″
*$\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{\infty}$	(012):(010)	70 8	70 7	— 9	7	70 7 10
0P : 2P$\breve{\infty}$	(001):(021)	55 5	55 3	— 7 30″	5	55 20 24
0P : 4P$\breve{\infty}$	(001):(041)	70 53 15	70 49	— 59	4	70 55 48
0P : 5P$\breve{\infty}$	(001):(051)	74 36	74 29	— 52	6	74 32 24
0P : 6P$\breve{\infty}$	(001):(061)	77 0 55	76 53	— 77° 7′	6	77 1 12
0P : 7P$\breve{\infty}$	(001):(071)	78 53	78 52	— 54′	3	78 49 30
0P : $\frac{8}{7}$P$\breve{\infty}$	(001):(087)	39 34	39 25	— 41	4	39 34 00
0P : $\frac{11}{10}$P$\breve{\infty}$	(001):(0.11.10)	38 27 30	38 27	— 28	3	38 29 40
0P : $\frac{7}{6}$P$\breve{\infty}$	(001):(076)	40 8 30	40 7	— 11	4	40 8 50
		Prismen.				
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{3}$	(010):(130)	28° 36′ 30″	28° 36′	— 37′	9	28° 38′ 40″
∞P$\breve{\infty}$: ∞P	(010):(110)	58 35 30	58 34	— 38	7	58 36 30
*∞P$\bar{\infty}$: ∞P	(100):(110)	31 22 30	31 21 30″	— 23	8	31 23 30
*∞P : ∞P	(110):(1$\bar{1}$0)	62 44 20	62 44	— 44 30″	4	62 47
P : P	(111):(1$\bar{1}$1)	49 59	49 59		6	49 59 40
P : 2P$\breve{2}$	(111):(121)	18 3 10	18 2 30	— 4	3	—
2P$\breve{2}$: ∞P$\breve{\infty}$	(121):(010)	46 57 30	46 57 30		1	46 59 30
$\frac{1}{2}$P$\bar{\infty}$: $\frac{1}{2}$P	(102):(112)	17 17	17 16	— 17 30	6	17 16 40
P : $\frac{1}{2}$P	(111):(112)	19 27	19 26	— 27 30	3	19 28
$\frac{1}{2}$P : 0P	(112):(001)	34 44 30	34 44	— 45	3	34 46
$\frac{1}{2}$P : $\frac{1}{2}$P	(112):(1$\bar{1}$2)	34 31 30	34 31	— 32	3	34 33 20
$\frac{1}{2}$P : ∞P$\breve{\infty}$	(112):(010)	72 44 30	72 41 30	— 47	3	72 43 20

Bei diesem Kristall ist

a = 0,610225
c = 0,723000.

Tabelle II.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen	Berechnet
		Brachydomen.			
0P : $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$	(001):(012)	19° 53′	19° 52′ 30″ — 53′ 30″	10	19° 52′ 50″
*0P : P$\breve{\infty}$	(001):(011)	35 52 20″	35 50 — 54	8	36 52 25
*0P : 2P$\breve{\infty}$	(001):(021)	55 20 20	55 14 — 28	7	55 20 24
0P : 3P$\breve{\infty}$	(001):(031)	65 22	65 15 — 24 30	4	65 15 15
0P : 4P$\breve{\infty}$	:(041)	70 49 20	70 46 30 — 52	4	70 55 48
0P : 5P$\breve{\infty}$	:(051)	74 29	74 18 — 33	4	74 32 24
0P : 6P$\breve{\infty}$	:(061)	77 1 30	77 0 — 3	2	77 1 12
0P : 8P$\breve{\infty}$	:(081)	80 6	80 5 — 7	3	80 11 36
0P : $\frac{11}{10}$P$\breve{\infty}$	(001):(0.11.10)	38 30 15	38 28 30 — 32	2	38 30 12
0P : $\frac{9}{5}$P$\breve{\infty}$	:(095)	52 25 30	52 24 — 27	2	52 28 10
0P : $\frac{8}{7}$P$\breve{\infty}$	:(0.8.7)	39 7 30	39 0 — 9	3	39 34 30
		Prismen.			
*∞P$\bar{\infty}$: ∞P	(100):(110)	31° 23′	31° 22′ — 26′	10	31° 23′ 30″
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$\breve{3}$	(100):(130)	61 19	61 18 — 21	7	61 21 10
∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{3}$	(010):(130)	28 39 30″	28 39 — 40	4	28 39
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$\breve{6}$	(100):(160)	74 49 20	74 44 — 53	3	74 43 30
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$\breve{10}$	(100):(1.10.0)	80 39	80 33 — 45	2	80 41 30
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$2\breve{3}$	(100):(1.23.0)	85 49	85 49	1	85 55 30
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$3\breve{1}$	(100):(1.31.0)	87 00	86 59 — 87° 1′	4	86 58 26
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$\frac{2}{8}\breve{5}$	(100):(8.25.0)	62 20 55	62 14 00″ — 24′ 00″	8	62 19 48
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$1\frac{\breve{3}}{4}$	(100):(4.13.0)	63 16 15	63 12 30 — 19	6	63 14 20
∞P$\bar{\infty}$: ∞P$2\frac{\breve{2}}{5}$	(100):(5.22.0)	69 25	69 25	1	69 34 28
∞P$\breve{\infty}$: $\frac{1}{2}$P	(010):(112)	72 42 10	72 41 — 44	12	72 43 20
$\frac{1}{2}$P : $\frac{1}{2}$P$\bar{\infty}$	(112):(102)	17 17 10	17 15 30 — 18 30	15	17 16 40
P : P	(111):(1$\bar{1}$1)	50 0	49 59 30 — 50 2	8	49 59 20
0P : $\frac{1}{2}$P$\bar{\infty}$	(001):(102)	30 40	30 40	3	30 39
∞P$\breve{\infty}$: P	(010):(111)	64 59 50	64 59 — 65 1	10	65 00

Bei diesem Kristall ergibt sich folgendes Achsenverhältnis:

a = 0,610286
c = 0,723216.

Tabelle III.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen	Berechnet
*0P : $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$	(001):(012)	19° 52′ 45″	19° 51′ 30″ —55′	11	19° 52′ 50″
*0P : 2P$\breve{\infty}$	(001):(021)	55 20 20	55 16 —24	5	55 20 24
0P : 3P$\breve{\infty}$	(001):(031)	65 4 30	65 3 — 5	2	65 15 15
0P : 6P$\breve{\infty}$	(001):(061)	77 9 30	77 9 —10	2	77 1 12
0P : $\frac{1}{10}$P$\breve{\infty}$	(001):(0.11.10)	38 29 30	38 29 —30	2	38 30
0P : $\frac{3}{5}$P$\breve{\infty}$	(001):(095)	52 10 40	52 9 30 —11 30″	4	52 27 55
0P : $\frac{8}{7}$P$\breve{\infty}$	(001):(087)	39 41 00	39 24 30 —57 30	2	39 34 17
			Prismen.		
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P	(100):(110)	31° 23′ 15″	31° 22′ 30″ —23′ 30″	6	31° 23′ 30″
∞P$\breve{\infty}$: ∞P3$\breve{}$	(100):(130)	61 19	61 18 —21	4	61 21 00
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P3$\breve{}$	(010):(130)	28 38 40	28 38 30 —39	5	28 38 50
*∞P : ∞P	(110):(1$\bar{1}$0)	62 45 30	62 44 —46 30	5	62 47
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P	(010):(110)	58 36 20	58 36 —36 30	6	58 36 30
∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\frac{2}{5}\breve{}$	(100):(5.22.0)	69 40 45	69 30 30 —45	4	69 34 12
∞P$\breve{\infty}$: ∞P5$\breve{}$	(100):(150)	71 43 25	71 42 —44	6	71 51
P : ∞P	(111):(110)	35 46 35	35 45 —49	11	35 46
P : $\frac{1}{2}$P	(111):(112)	19 28 45	19 28 30 —29	6	19 28 00
0P : $\frac{1}{2}$P	(001):(112)	34 46	34 46	3	34 46
P : $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$	(111):(102)	31 9 20	31 9 — 9 30	3	31 10 10
P : P	(111):(1$\bar{1}$1)	49 58 20	49 58 —59	3	50 0

Aus diesen Messungen wurde berechnet:

a = 0,610143
c = 0,723133.

Tabelle IV.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen	Berechnet
0P : $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$	(001):(012)	19° 50′ 30″	19° 50′ —52′	6	19° 52′ 50″
0P : 2P$\breve{\infty}$	(001):(021)	55 30 40	55 27 —33	3	55 20 24
*0P : 3P$\breve{\infty}$	(001):(031)	65 15	65 14 —16	3	65 15 15
0P : 4P$\breve{\infty}$	(001):(041)	70 51 20	70 48 —54	3	70 55 48
0P : 8P$\breve{\infty}$	(001):(081)	80 10 40	80 10 —12	3	80 11 36
0P : $\frac{9}{4}$P$\breve{\infty}$	(001):(0.29.4)	79 12	79 10 —13	3	79 12 9
		Prismen.			
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P	(100):(110)	31° 22′ 30″	31° 21′ —23	6	31° 23′ 30″
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{3}$	(100):(130)	61 20 30	61 20 —21	3	61 21
∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\frac{2}{3}$	(100):(1.23.0)	85 54 40	85 54 —56	3	85 55 20
∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{10}$	(100):(1.10.0)	80 43 20	80 43 —44	3	80 41 20

Bei den Domenflächen war nur der Winkel 0P:3P$\breve{\infty}$, der sich zur Berechnung von c eignete. Es ergibt sich

a = 0,60985.
c = 0,72305.

Tabelle VI.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen	Berechnet
		Brachydomen.			
*0P : $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$	(001):(012)	19° 52′ 45″	19° 51′ —54′ 30″	10	19° 52′ 50″
0P : P$\breve{\infty}$	(001):(011)	35 52 15	35 48 30 —55	8	35 52 25
0P : 2P$\breve{\infty}$	(001):(021)	55 20	55 18 —30	7	55 20 24
*0P : 3P$\breve{\infty}$	(001):(031)	65 14 50	65 14 30 —15	3	65 15 15
0P : 4P$\breve{\infty}$	(001):(041)	70 55	70 55	2	70 55 48
0P : $\frac{11}{10}$P$\breve{\infty}$	(001):(0.11.10)	38 28 10	38 27 —29	3	38 29 45
0P : $\frac{8}{7}$P$\breve{\infty}$	(001):(087)	39 27 20	39 26 —28	3	39 34 6
0P : $\frac{9}{5}$P$\breve{\infty}$	(001);(095)	52 28 20	52 26 —29 30	3	52 27 47
		Prismen.			
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P	(100):(110)	31° 23′ 40″	31° 23′ —24′	5	31° 23′ 30″
*∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{3}$	(100):(130)	61 20	61 20	4	61 21
∞P$\breve{\infty}$: ∞P$\breve{31}$	(100):(1.31.0)	87 0	86 59 —87° 0′ 30″	3	86 58 22
0P : $\frac{1}{2}$P	(001):(112)	34 46 10	34 46 —34 46 30	3	34 46
$\frac{1}{2}$P : P	(112):(111)	19 30 10	19 29 30″ —30′ 30″	3	19 28
P : ∞P	(111):(110)	35 44	35 43 —45 30	6	35 46

Das Achsenverhältnis a:b:c ist a:b:c = 0,609985 : 1 : 0,72305.

Tabelle V.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen	Berechnet
$\frac{1}{2}P\breve{\infty}$: $\frac{1}{2}P\breve{\infty}$	(012):(012)	39°45′	39°42′ —47′	6	39°45′40″
$\infty P\breve{\infty}$: $\frac{1}{2}P\breve{\infty}$	(010):(012)	70 10	70 6 30″—12 30″	7	70 7 10
0P : $2P\breve{\infty}$	(001):(021)	55 23 25″	55 23 —24	5	55 20 24
$\infty P\breve{\infty}$: $2P\breve{\infty}$	(010):(021)	34 39	34 37 —41	4	34 39 36
0P : $5P\breve{\infty}$	(001):(051)	74 36 40	74 36 —37 30	4	74 32 24
		Prismen.			
$\infty P\breve{\infty}$: $\infty P\breve{3}$	(010):(130)	28°39′10″	28°39′ —40′30″	3	28°38′50″
$\infty P\bar{\infty}$: ∞P	(100):(110)	31 22 40	31 22 —23	3	31 23
$\infty P\bar{\infty}$: $\infty P\breve{3}$	(100):(130)	61 19 10	61 19 —19 30	3	61 20
P : P	(111):(111)	50 0	50 0	3	50 0

Es wurden berechnet:

a = 0,609771
c = 0,72315.

Kristall tafelförmig nach der Basis.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen	Berechnet
		Brachydomen.			
0P : $\frac{1}{2}P\breve{\infty}$	(001):(012)	19°51′20″	19°51′ —51′30″	3	19°52′50″
$\frac{1}{2}P\breve{\infty}$: $\frac{1}{2}P\breve{\infty}$	(012):(012)	39 42 50	39 42 30″—43	3	39 45 40
*0P : $2P\breve{\infty}$	(001):(021)	55 19 55	55 19 —21 30	6	55 20 24
*$\infty P\breve{\infty}$: $2P\breve{\infty}$	(010):(021)	34 40 30	34 40 —41	2	34 39 36
		Prismen.			
$\infty P\breve{\infty}$: $\infty P\breve{3}$	(010):(130)	28°44′	28°44′	2	28°38′50″
$\infty P\breve{3}$: ∞P	(130):(110)	29 49 45″	29 49 —50′30″	2	29 55
*∞P : ∞P	(110):(1$\bar{1}$0)	62 53 30	62 53 —54	2	62 47
*∞P : $\infty P\breve{\infty}$	(110):(010)	58 34 50	58 34 30″—35 30	3	58 36 30
P : P	(111):(1$\bar{1}$1)	50 1 30	50 1 30	2	50 0

Hier ergibt sich ein etwas abweichendes Achsenverhältnis. Aus den bezeichneten Winkeln wurde berechnet:

a = 0,611142
c = 0,722858.

Messungen an Zwillingen mit hexagonalem Habitus.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen
$\infty P : \infty P\breve{3}$	(110) : (130)	29° 56′ 40″	29° 55′ 00″ — 58′ 30″	6
$\infty P\breve{3} : \infty P\breve{\infty}$	(130) : (010)	28 38	28 36 30 — 39	8
$\infty P\breve{\infty} : \underline{\infty P}$	(010) : ($1\bar{1}0$)	4 27	4 24 — 29 30	3
$\underline{\infty P} : \underline{\infty P\breve{3}}$	($1\bar{1}0$) : ($1\bar{3}0$)	29 44 50	29 38 — 55	10
$\underline{\infty P\breve{3}} : \underline{\infty P\breve{\infty}}$	($1\bar{3}0$) : ($0\bar{1}0$)	28 39 30	28 37 — 42 30	5
$\infty P : \infty P$	(110) : ($1\bar{1}0$)	62 47 30	62 44 — 50	9
$\infty P : \underline{\infty P}$	($1\bar{1}0$) : (110)	54 26 50	54 25 30 — 29	3
$\underline{\infty P\breve{3}} : \infty P\breve{3}$	(130) : ($1\bar{3}0$)	6 46 50	6 45 30 — 48 30	3
$\infty P : \underline{\infty P\breve{3}}$	($1\bar{1}0$) : (130)	24 51 30	24 51 30	3

Brachydomen.

$\frac{1}{2}P\breve{\infty} : \frac{1}{2}P\breve{\infty}$	(012) : ($0\bar{1}2$)	39° 44′ 30″	39° 44′ — 45′	3
$\frac{1}{2}P\breve{\infty} : 2P\breve{\infty}$	(012) : (021)	35 26 40	35 26 30″ — 27	3
$2P\breve{\infty} : \infty P\breve{\infty}$	(021) : (010)	34 40	34 40	3
$\frac{1}{2}P\breve{\infty} : \underline{\frac{1}{2}P\breve{\infty}}$	($0\bar{1}2$) : (012)	20 35 20	20 35 — 35 30″	3
$\frac{1}{2}P\breve{\infty} : \underline{\frac{1}{2}P\breve{\infty}}$	(012) : ($0\bar{1}2$)	20 29 20	20 29 — 29 30	3

Aus einem anderen Kristall von demselben Habitus.

$\frac{1}{2}P\breve{\infty} : \underline{\frac{1}{2}P\breve{\infty}}$	(012) : ($0\bar{1}2$)	20° 22′ 30″	20° 22′ — 23′	5
$\frac{1}{2}P\breve{\infty} : \underline{\frac{1}{2}P\breve{\infty}}$	($0\bar{1}2$) : (012)	20 23 35	20 23 — 24	4
$P : P$	(111) : ($1\bar{1}1$)	49 57 50	49 56 30″ — 58	5
$P : 2P\breve{\infty}$	(111) : (021)	47 6 50	47 6 — 8	6
$P : \underline{P}$	(111) : ($1\bar{1}1$)	43 32 30	43 32 30	3
$P : \underline{\frac{1}{2}P\breve{\infty}}$	(111) : ($0\bar{1}2$)	46 2 40	46 2 — 3	6
$P : \underline{2P\breve{\infty}}$	(111) : ($0\bar{2}1$)	3 37	3 37	2

Als Achsenverhältnis ergab sich:

$$a = 0{,}6102$$
$$c = 0{,}723216.$$

Zwilling nach $\infty\breve{P}3$.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen
$\infty P : \infty\breve{P}3$	(110) : (130)	30° 2′	30° 0′ — 3′	3
$\infty P : \infty P\bar{\infty}$	(110) : (100)	31 15	31 13 —16 30″	3
$\infty P : \underline{\infty P}$	(110) : $(1\bar{1}0)$	5 24 30″	5 23 —26	3
$\underline{\infty P} : \underline{\infty P}$	$\underline{(110)} : \underline{(1\bar{1}0)}$	62 45 30	62 44 —46 30	3
$\underline{\infty P} : \underline{\infty}\breve{P}3$	$\underline{(1\bar{1}0)} : \underline{(1\bar{3}0)}$	29 57 40	29 57 —58 30	3
$\underline{\infty P} : \underline{\infty P\bar{\infty}}$	$\underline{(110)} : \underline{(100)}$	31 22 20	31 21 30 —23	3
0P : P	(001) : (111)	54 14	54 13 —15	2
P : ∞P	(111) : (110)	35 44	35 44	2
0P : $\frac{1}{2}P\bar{\infty}$	(001) : (102)	30 38	30 36 30 —40	4
$\frac{1}{2}P\bar{\infty}$: P	(102) : (111)	31 7	31 6 30 — 7 30	2
$\infty\breve{P}3$: $P\bar{\infty}$	(130) : (102)	75 49 30	75 49 —50 30	4
$\frac{1}{2}P\bar{\infty}$: $\underline{\frac{1}{2}P\bar{\infty}}$	(102) : $\underline{(102)}$	28 19	28 18 30 —19 30	2
Auf der Basisfläche ist ein einspringender Winkel von 0° 14′.				
0P : 0P	(001) : $\underline{(001)}$	0° 14′	0° 12′ — 0° 15	4

Durchkreuzungsdrilling.

Naumann	Miller	Gemessen	Grenzwerte	Messungen
$\infty\breve{P}3 : \infty P$	$\underline{(1\bar{3}0)} : (1\bar{1}0)$	24° 27′ 45″	24° 27′ —29′	6
$\infty P : \infty\breve{P}3$	(110) : (130)	29 57 30	29 56 30″ —59 30	6
$\infty P : \infty P$	(110) : $(1\bar{1}0)$	62 46 40	62 46 30 —47	3
$\underline{\infty\breve{P}3} : \infty P$	$\underline{(130)} : (1\bar{1}0)$	24 24 00	24 23 30 —25	6
$\underline{\infty\breve{P}3} : \infty\breve{P}3$	$\underline{(130)} : (1\bar{3}0)$	5 34	5 34	3
$\underline{\infty\breve{P}3} : \underline{\infty P}$	$\underline{(130)} : \underline{(110)}$	29 56 50	29 56 — 57 30	3
$\underline{\infty P} : \underline{\infty P}$	$\underline{(110)} : \underline{(1\bar{1}0)}$	62 50 20	62 50 — 50 30	3
$\underline{\infty P} : \underline{\infty\breve{P}3}$	$\underline{(1\bar{1}0)} : \underline{(130)}$	24 24 40	24 24 —25 30	3
$\underline{\infty\breve{P}3} : \underline{\infty\breve{P}3}$	$\underline{(1\bar{3}0)} : \underline{(130)}$	5 27 50	5 27 30 —28	3
$\underline{\infty\breve{P}3} : \underline{\infty P}$	$\underline{(1\bar{3}0)} : \underline{(110)}$	24 28 30	24 28 —29	3
$\underline{\infty\breve{P}3} : \infty P$	$\underline{(130)} : \underline{(110)}$	29 56 20	29 56 —56 30	3
$\underline{\infty P} : \underline{\infty P}$	$\underline{(110)} : \underline{(1\bar{1}0)}$	62 46 10	62 45 30 —46 30	3
$\underline{\infty P} : \infty\breve{P}3$	$\underline{(1\bar{1}0)} : (130)$	24 27 30	24 27 —28	3
$\underline{\infty\breve{P}3} : \infty\breve{P}3$	$\underline{(1\bar{3}0)} : (130)$	5 27 30	5 27 —28 30	6

Die Flächen, die demselben (Zwillings-) Individuum angehören, sind gleichartig unterstrichen. Die Pyramidenflächen konnten leider nicht gemessen werden, da sie teils rauh, teils schlecht entwickelt waren.

5. Diskussion der neuen Flächen.

Wie schon früher bemerkt wurde, ist die Zone der Brachydomen und Prismen bei den Kristallen dieses Vorkommens besonders stark entwickelt. Außer vielen bekannten, wenn auch selten vorkommenden Formen sind einzelne beobachtet worden, die bis jetzt in der Literatur noch nicht erwähnt worden sind. Mit voller Bestimmtheit möchte ich aber das Bestehen keiner dieser Flächen behaupten; denn bei allen sind die Reflexe mittelmäßig bis schlecht, da die Flächen selbst zu schmal sind. Die folgenden Formen können vielleicht als neu angesprochen werden, da sie sich bei mehreren Kristallen aus dem Bilderstreif deutlich hervorhoben.

1. Brachydomen.

$\frac{11}{10}P\bar{\infty}$ (0 . 11 . $\overline{10}$).

Die Fläche $\frac{11}{10}P\bar{\infty}$ (0 . 11 . $\overline{10}$) wurde an vier Kristallen beobachtet.

Kristall I. c = 0,72300.

	Gemessen	Grenzwerte	Messungen	Berechnet
$0P : \frac{11}{10}P\bar{\infty}$	38° 27′ 30″	38° 27′ —28′	3	38° 29′ 40″
Kristall II. c = 0,723216.				
	38° 30′ 15″	38° 28′ 30″—32′	3	38° 30′ 12″
Kristall III. c = 0,723133.				
	38° 29′ 30″	38° 29′ —30″	2	38° 30′
Kristall VI. c = 0,72305.				
	38° 28′ 10″	38° 27′ —29′	3	38° 29′ 45″

Berechnet man die Flächen mit dem zugehörigen Werte von c, so ist die Differenz zwischen Messung und Berechnung bei

I = 0° 2′ 10″
II = 0 0 5
III = 0 0 30
VI = 0 1 35

Differenz bei den 11 Messungen 0° 5′.

Die Reflexe bei den Kristallen I und III waren schlecht, bei II und VI mittelmäßig.

$\frac{9}{8}P\infty$ (095).

Die Form $\frac{9}{8}P\infty$ (095) wurde an drei Kristallen gemessen und berechnet.

Kristall II. c = 0,723216.

	Gemessen	Grenzwerte	Anzahl	Berechnet
0P : P	52°25′ 30″	52°24′ —27′	2	52°28′ 10″
	Kristall III. c = 0,723133.			
	52°10′ 40″	52° 9′ 30″—11′ 30″	4	52°27′ 55″
	Kristall VI. c = 0,72305.			
	52°28′ 20″	52°26 —29′ 30″	3	52°27′ 45″

Differenz zwischen Messung und Berechnung bei

II = 0° 2′ 40″
III = 0 17 15
VI = 0 0 35

Differenz bei den 9 Messungen 0° 20′.

Die Reflexe waren bei allen drei Kristallen schlecht.

$\frac{29}{4}P\infty$ (0 . 29 . 4).

An Kristall IV beobachtete ich noch unter ziemlich guten Bedingungen die Form $\frac{29}{4}P\infty$ (0 . 29 . 4). Der gemessene Winkel betrug:

	Gemessen	Grenzwert	Anzahl	Berechnet
0P : $\frac{29}{4}P\infty$	79°12′	79°10′ —13′	3	79°12′ 9″

Da diese Form sich an keinem anderen Kristall mehr fand und bei Kristall IV nur an einer Seite der Basis vorkam, so ist ihre Existenz nicht genügend bewiesen. Jedoch sind die Messungen zu bestimmt, um ganz übergangen zu werden.

$\frac{8}{7}P\infty$ (087).

Die Fläche $\frac{8}{7}P\infty$ (087) wurde schon von Mügge 1882 am Cerussit beobachtet. Hubrecht bezweifelt aber ihr Bestehen, da diese Form nicht in die Reihe hinein paßt, die er zum Nachweis seiner neuen Flächen bildet.

Auch bei meinen Messungen sind die Werte sehr schwankend, sie differieren bei 12 Messungen an vier Kristallen um 0° 57′ 30″. Man kann ihnen nur einen gewissen Wert beilegen als Bestätigung der Form.

Es wurden folgende Winkel gemessen:

Kristall I. c = 0,72300.

	Gemessen	Grenzwerte	Anzahl	Berechnet
0P : $\frac{8}{7}$P∞	39° 34′	39° 25′ —41′	4	39° 34′
	Kristall II. c = 0,723216.			
	39° 7′ 30″	39° 0′ — 9′	3	39° 34′ 30″
	Kristall III. c = 0,723133.			
	39° 41′	39° 24′ 30″ —57′ 30″	2	39° 34′ 17″
	Kristall VI. c = 0,72305.			
	39° 27′ 20″	39° 26′ —28′	3	39° 34′ 6″

Differenz zwischen Messung und Berechnung bei

I = 0° 0′ 0″
II = 0 27 0
III = 0 6 43
VI = 0 6 46

Die Reflexe bei dem Kristall VI waren ziemlich gut, dagegen bei I, II und III schlecht.

$\frac{7}{6}$**P∞ (076).**

Auch diese Form wurde von MÜGGE als neu angegeben. Sie wurde bei Kristall I bei ziemlich guten Reflexen beobachtet. Als Bestätigung der schon gefundenen Form hat die Messung vielleicht eine Bedeutung, anderenfalls würde ich dieselbe nicht als genügend anerkennen, um das Bestehen dieser Fläche als sicher hinzustellen.

Kristall II. c = 0,723000.

	Gemessen	Grenzwert	Anzahl	Berechnet
0P : $\frac{7}{6}$P∞	40° 8′ 30″	40° 7′ —11′	4	40° 8′ 50″

Differenz: 0° 0′ 20″.

2. Prismen.

In der Prismenzone wurden folgende Flächen beobachtet, die ich in der Literatur nicht verzeichnet fand: $\infty P\breve{1}0$, $\infty P\breve{2}3$, $\infty P\breve{3}1$, ∞P.

$\infty P\breve{1}0$ (1 . 10 . 0).

Die Form $\infty P\breve{1}0$ (1 . 10 . 0) wurde an den Kristallen II und IV beobachtet.

Kristall II. a = 0,610286.

	Gemessen	Grenzwerte	Anzahl	Berechnet
	80° 39′	80° 33′ —45′	2	80° 41′ 30″

Kristall IV. a = 0,609850.

	80° 43′ 20″	80° 43′ —44′	3	80° 41′ 17″

Differenz zwischen den berechneten und gemessenen Winkeln bei

II = 0° 2′ 30″
IV = 0 2 0

Die Reflexe bei II waren schlecht, dagegen bei IV ziemlich gut. Auch stimmen hier die Werte der Messungen gut überein.

$\infty P\breve{2}3$ (1 . 23 . 0).

Die Fläche $\infty P\breve{2}3$ (1 . 23 . 0) wurde bei II einmal gemessen bei schlechtem Reflex = 85° 49′, bei IV a = 0,609850.

	Gemessen	Grenzwerte	Anzahl	Berechnet
P : $\infty P\breve{2}3$	85° 54′ 40″	85° 54′ —56′	4	85° 55′ 20″

Differenz zwischen Messung und Berechnung bei

II = 0 6′ 30″
IV = 0 0 40

Die Reflexe bei IV waren ziemlich gut.

$\infty P\breve{3}1$ (1 . 31 . 0).

Diese Form wurde bei den Kristallen II und VI beobachtet.

Kristall II. a = 0,610286.

	Gemessen	Grenzwerte	Anzahl	Berechnet
P : ∞P$\breve{3}$1	87° 0′	86°59′ — 87° 1′	4	86°58′ 26″

Kristall VI. a = 0,609985.

	87°00′	86°59 — 87° 0′ 30″	3	86°58′ 22″

Die Differenz beträgt bei

II = 0°1′ 34″
VI = 0 1 38

Die Reflexe bei Kristall II waren gut, diejenigen von VI ziemlich gut. Dies ist also eine Form, die durch Messungen an zwei Kristallen von verschiedenen Stufen ziemlich gut bewiesen ist, da die Differenz bei 7 Messungen nur 0° 2′ beträgt. Ferner wurde an zwei Kristallen von Stufe II noch die Form ∞P$\breve{2}\frac{5}{8}$ (8 . 25 . 0) beobachtet.

Es wurde gemessen:

	Gemessen	Grenzwert	Anzahl	Berechnet
P : P	62°20′ 55″	62°14′ — 24′	8	62°19′ 48″

Differenz = 0° 1′ 7″.

Die Reflexe waren alle ziemlich gut.

Da die Messungen bei den Flächen ∞P$\breve{1}$0, ∞P$\breve{2}$3 und ∞P$\breve{3}$1 verhältnismäßig gut waren und an wenigstens zwei verschiedenen Kristallen ausgeführt wurden, ferner die Berechnungen mit den Messungen bis auf kleine Differenzen übereinstimmten, so darf man diese Formen wohl besonders hervorheben, ohne indessen ihre Existenz als vollkommen gesichert hinzustellen. Dasselbe gilt von der Form ∞P$\breve{2}\frac{5}{8}$ (8 . 25 . 0), die an zwei Kristallen derselben Stufe beobachtet wurde. Hier variieren allerdings die Messungen um 0° 10′, aber die Reflexe waren ziemlich gut.

Es kämen also als mögliche neue Flächen in Betracht:

a) in der Zone der Brachydomen:

$\frac{11}{10}$P$\breve{\infty}$ (0 . 11 . 10) = 77° 0′ 0″
$\frac{9}{5}$P$\breve{\infty}$ (095) = 104 55 53

b) in der Prismenzone:

$\infty P\breve{10}$ (1 . 10 . 0) = 160° 82′ 47″
$\infty P\breve{23}$ (1 . 23 . 0) = 171 50 40
$\infty P\breve{31}$ (1 . 31 . 0) = 173 56 48
$\infty P\frac{\breve{2}}{\breve{5}}$ (8 . 25 . 0) = 124 39 36

Aus den vorstehenden Untersuchungen ergeben sich kurz folgende Resultate:

Außer den beim Cerussit fast stets vorkommenden Formen wurden die folgenden selteneren beobachtet:

4P$\breve{\infty}$ (041)	$\frac{8}{7}$P$\breve{\infty}$ (087)
5P$\breve{\infty}$ (051)	$\frac{7}{6}$P$\breve{\infty}$ (076)
6P$\breve{\infty}$ (061)	
7P$\breve{\infty}$ (071)	$\infty P\breve{5}$ (150)
8P$\breve{\infty}$ (081)	

An neuen Formen, deren unbedingt sichere Existenz ich nicht behaupten möchte, die folgenden sechs:

$\frac{11}{10}$P$\breve{\infty}$ (0 . 11 . 10)	$\infty P\breve{10}$ (1 . 10 . 0)
$\frac{9}{5}$P$\breve{\infty}$ (095)	$\infty P\breve{23}$ (1 . 23 . 0)
	$\infty P\breve{31}$ (1 . 31 . 0)
	$\infty P\frac{\breve{2}}{\breve{8}}$ (8 . 25 . 0)

Die Kristalle sind teils tafelförmig nach dem Brachypinakoid b = ∞P$\breve{\infty}$ (010) ausgebildet, teils prismatisch, wenn auch a = ∞P$\breve{\infty}$ (100) stärker entwickelt ist. Vier große Kristalle sind tafelförmig nach der Basis. Die Zwillingsverwachsungen sind häufig, besonders mannigfaltig und schön.

Als mittleres Achsenverhältnis ergibt sich aus den verschiedenen Berechnungen:

a : b : c = 0,6102 : 1 : 0,723182.

III. Die optischen Eigenschaften des Weißbleierzes.

Die Kristalle eignen sich im allgemeinen nicht gut zu optischen Bestimmungen, da die in Frage kommenden natürlichen Flächen entweder schmal oder sehr stark gestreift sind und so keine deutlichen Bilder geben.

Die Bestimmungen wurden mit Hilfe der Methode des Minimums der Ablenkung ausgeführt. Als Lichtquelle diente ein elektrischer Lichtbogen zwischen einer Messing- und Zinkelektrode. Der Lichtbogen wurde durch ein geradliniges Prisma spektral

zerlegt und aus dem Spektrum zwei Linien im Grün, entsprechend einer Wellenlänge von 0,5129 μ im Mittel, eine Linie im Gelb von der Wellenlänge 0,5782 μ und eine Linie im Rot von der Wellenlänge 0,6364 μ ausgewählt. Es sei daran erinnert, daß Lithiumlicht einer Wellenlänge von 0,6708 μ, Natriumlicht einer solchen von 0,5893 μ und Thalliumlicht einer Länge von 0,5350 μ entspricht.

Zur Bestimmung der Brechungsexponenten α, γ bediente ich mich der natürlichen Prismen, welche entweder von den Flächen $i = 2P\bar{\infty}$ (021) und $b = \infty P\bar{\infty}$ (010) oder von den Flächen $r = \infty P\breve{3}$ (130) und $b = \infty P\bar{\infty}$ (010) begrenzt werden.

Mit der senkrechten Inzidenz waren keine guten Resultate zu erzielen. Der ordentliche Strahl ließ sich gut messen; der außerordentliche dagegen war so lichtschwach, daß er in den meisten Fällen nicht gefunden werden konnte.

Um daher β zu erhalten, nahm ich ein natürliches Makropinakoid $a = \infty P\bar{\infty}$ (100) oder die Basis 0P (001) und schliff dazu eine Seite an, so daß die brechende Kante parallel der b-Achse verlief. Es fielen jetzt allerdings der ordentliche und außerordentliche Strahl fast zusammen, aber mit Hilfe eines Nicols waren die beiden Strahlen gut voneinander zu trennen.

Über die optischen Eigenschaften des Weißbleierzes anderer Vorkommen finden sich in der Literatur folgende Angaben:

Grailich fand als scheinbaren Winkel der optischen Achsen $2a = 16^0\ 56'\ 4''$, als wahren Winkel, $A = 8^0\ 6'\ 2''$.

v. Haidinger fand $A = 7^0\ 37'$ und Bendant $2a = 17^0\ 30'$.

Grailich und Lang geben folgende Werte an für den scheinbaren Winkel der optischen Achsen:

für Blau	11°30′	17° 0′
„ Rot	13 15	19 31
	in Öl	in Luft.

Nach Miller ist der scheinbare Winkel der optischen Achsen 17° 8′, der wahre 8° 16′.

Nach Des Cloizeaux ist der scheinbare Winkel der optischen Achsen 16° 30′ (direkte Beobachtung), 16° 44′ (Berechnung), und der wahre Winkel 8° 3′. Nach seinen Beobachtungen ist der scheinbare Winkel:

18° 22′	bei	22° C
20 20	„	71,5° C
22 2	„	95,5° C.

Als Brechungsexponenten gibt er folgende an: $\alpha = 1{,}7980$, $\beta = 2{,}0728$, $\gamma = 2{,}0745$.

Schrauf gibt als Resultate seiner Untersuchungen folgende Werte der Brechungsexponenten und des Winkels der optischen Achsen an für die Linien des Spektrums B, D, E und H.

	B	D	E	H
α	1,79148	1,80368	1,81641	1,86329
β	2,05954	2,07628	2,09194	2,15487
γ	2,06131	2,07803	2,09344	2,05614
w (AB) . . .	8°21′ 35″	8°13′ 50″	7°35′ 15″	6°45′ 55″
sch (AB) . . .	17 16 30	17 8 10	15 54 40	14 36 30

Diese Werte gibt auch Doelter an in seinem neu erschienenen Werke „Handbuch der Mineralchemie". Bd. I. 1912.

H. Ohm gibt an:

	B	D	E
α	2,06089	2,07826	2,09223
β	2,05495	2,07252	2,08791
γ	1,79311	1,80326	1,81619
2V	8°30′ 9″	8°19′ 48″	7°41′ 21″
2E (Messung)	17 39 5	17 19 40	16 15 2
2E (Berechnung) . .	17 36 46″	17 16 16	16 10 30

A. Messung der Brechungsexponenten.

Kristalle von Stufe IX.

Das Prisma ist begrenzt von den natürlichen Flächen $r = \infty\breve{P}3$ und $b = \infty P\breve{\infty}$ (010).

Die brechende Kante ist $\varphi = 28°\,39'\,30''$.

Die Messung des Minimums der Ablenkung ergab für die oben genannten Wellenlängen des Spektrums folgendes:

	Gemessen	Grenzwert	
rot	$d_a = 24°\ 2'\ 30''$	24° 2′	— 3′
gelb	$d_a = 24\ 17\ 10$	24 16	— 19
grün	$d_a = 24\ 38\ 30$	24 38	— 39

Demnach ergibt sich:

$$\alpha_{rot} = 1{,}79337$$
$$\alpha_{gelb} = 1{,}80111$$
$$\alpha_{grün} = 1{,}81283.$$

Dieses Prisma ist begrenzt von den Flächen $i = 2P\breve{\infty}$ (021) und $b = \infty P\breve{\infty}$ (0$\bar{1}$0).

Die brechende Kante verläuft der a-Achse parallel, der brechende Winkel ist $\varphi = 34^0\,37'\,10''$.

Der Kristall gab keine scharfen Bilder. In vier Messungen wurde das Minimum der Ablenkung bestimmt zu:

	Gemessen	Grenzwerte
rot	41° 3′ 15″	40° 54′ 30″ — 41° 9′
gelb . . .	41 41 30	41 38 — 45′
grün . . .	42 32 30	42 31 — 34

Hieraus ergibt sich:

$$\gamma_{rot} = 2{,}06160$$
$$\gamma_{gelb} = 2{,}07633$$
$$\gamma_{grün} = 2{,}09500.$$

Kristall von Stufe XI.

Prisma begrenzt von den Flächen $r = \infty P\breve{3}$ und $b = \infty P\breve{\infty}$ (010).
Winkel der brechenden Kante = 28° 39′

	Gemessen	Grenzwerte
rot	24° 2′	24° 1′ — 2′ 30″
gelb . . .	24 18 45″	24 18 30″ — 19 30
grün . . .	24 39 15	24 37 — 42

Demnach ist:

$$\alpha_{rot} = 1{,}79329$$
$$\alpha_{gelb} = 1{,}80230$$
$$\alpha_{grün} = 1{,}81304$$
$$\alpha_{rot} - \alpha_{grün} = 0{,}01975.$$

Kristalle von Stufe X.

Prisma 1 begrenzt von den Flächen $r = \infty P\breve{3}$ (130) und $b = \infty P\breve{\infty}$ (0$\bar{1}$0).

Der brechende Winkel $\varphi = 26^0\,58'$.

	Gemessen	Grenzwerte
rot	$d_a = 22^0\,22'\,10''$	22° 20′ — 24′
gelb . . .	$d_a = 22\ 41$	22 40 30″ — 41 30″
grün . . .	$d_a = 23\ 6$	23 5 — 7

Also haben wir:

$$\alpha_{rot} = 1{,}79170$$
$$\alpha_{gelb} = 1{,}80237$$
$$\alpha_{grün} = 1{,}81648$$
$$\alpha_{rot} - \alpha_{grün} = 0{,}2478.$$

Prisma 2 begrenzt von den Flächen $i = 2P\breve{\infty}$ (021) und $b = \infty P\breve{\infty}$ (0$\bar{1}$0).

Der brechende Winkel $\varphi = 34^0\,45'$

	Gemessen	Grenzwerte	
rot	$d_\gamma = 41^0\,20'\,55''$	$41^0\,20'$	$-22'$
gelb . . .	$d_\gamma = 41\ 57\ 25$	41 55	-60
grün . . .	$d_\gamma = 42\ 30\ 54$	42 27	-36

$$\gamma_{rot} = 2{,}06303$$
$$\gamma_{gelb} = 2{,}07790$$
$$\gamma_{grün} = 2{,}09065$$
$$\gamma_{rot} - \gamma_{grün} = 0{,}02762.$$

Diese Messungen wurden mit einem Auerlicht ausgeführt, das in seine Spektralfarben zerlegt wurde.

Kristall von Stufe VI.

Prisma begrenzt von den Flächen $i = 2P\breve{\infty}$ (021) und $b = \infty P\breve{\infty}$ (0$\bar{1}$0).

Der brechende Winkel $\varphi = 34^0\,41'$.

Das Minimum der Ablenkung wurde bestimmt zu:

	Gemessen	Grenzwerte	
rot	$d_\gamma = 41^0\,12'$	$41^0\,11'\,30''$	$-13'$
gelb . . .	$d_\gamma = 41\ 46\ 20''$	41 44	-51
grün . . .	$d_\gamma = 42\ 32\ 12$	42 31	$-32\ 30''$

$$\gamma_{rot} = 2{,}06281$$
$$\gamma_{gelb} = 2{,}07600$$
$$\gamma_{grün} = 2{,}09327$$
$$\gamma_{rot} - \gamma_{grün} = 0{,}03046.$$

Kristall von Stufe IV.

Die begrenzenden Flächen sind $3P\breve{\infty}$ (031) und $\infty P\breve{\infty}$ (0$\bar{1}$0).

Der brechende Winkel $\varphi = 24^0\,45'$.

	Gemessen	Grenzwerte	
rot	$d_\gamma = 27^0\,40'\,15''$	$27^0\,39'$	$-42'$
gelb . . .	$d_\gamma = 28\ 2\ 52$	28 2	-4
grün . . .	$d_\gamma = 28\ 31\ 15$	28 30	$-32\ 30''$

Hieraus ergiebt sich:

$$\gamma_{rot} = 2{,}06086$$
$$\gamma_{gelb} = 2{,}07621$$
$$\gamma_{grün} = 2{,}09192$$
$$\gamma_{rot} - \gamma_{grün} = 0{,}03106.$$

An den folgenden Kristallen wurde eine Fläche angeschliffen, so daß die brechende Kante parallel der b-Achse verlief.

Kristall von Stufe V.

Begrenzende Flächen: $\infty P\infty$ (100) und Schliff.
Der brechende Winkel $\varphi = 38^0\,1'$.
Das Minimum der Ablenkung ergab:

	Gemessen	Grenzwerte
rot	$d_\beta = 46^0\,12'\,38''$	$46^0\,10'\,30'' - 14'$
gelb	$d_\beta = 47\ 4\ 30$	$47\ 3\ 30 - 5\ 30''$
grün	$d_\beta = 47\ 46\ 56$	$47\ 44 - 48\ 30$

Hieraus ergibt sich

$$\begin{aligned} \beta_{rot} &= 2{,}05900 \\ \beta_{gelb} &= 2{,}07618 \\ \beta_{grün} &= 2{,}09000 \\ \beta_{grün} - \beta_{rot} &= 0{,}03100. \end{aligned}$$

Diese zweite Messung wurde mit spektralzerlegtem Auerlicht ausgeführt.

	Gemessen	Grenzwerte
rot	$d_\beta = 46^0\,18'\,30''$	$46^0\,17'\,30'' - 19'\,30''$
gelb	$d_\beta = 46\ 53$	$56\ 50\ 30 - 55$
grün	$d_\beta = 48\ 2\ 50$	$48\ 00 - 5\ 30$

$$\begin{aligned} \beta_{rot} &= 2{,}06085 \\ \beta_{gelb} &= 2{,}07271 \\ \beta_{grün} &= 2{,}09542 \\ \beta_{grün} - \beta_{rot} &= 0{,}03457. \end{aligned}$$

Kristall von Stufe X.

Begrenzende Flächen des Prismas $\infty P\infty$ (100) und Schliff.
Winkel der brechenden Kante $\varphi = 27^0\,1'\,30''$

	Gemessen	Grenzwerte
rot	$d_\beta = 30^0\,31'\,20''$	$30^0\,31' - 31'\,30''$
gelb	$d_\beta = 30\ 57\ 10$	$30\ 54 - 58$
grün	$d_\beta = 31\ 27\ 50$	$31\ 27\ 30'' - 28\ 30$

Also ist:

$$\begin{aligned} \beta_{rot} &= 2{,}06000 \\ \beta_{gelb} &= 2{,}07417 \\ \beta_{grün} &= 2{,}09083 \\ \beta_{grün} - \beta_{rot} &= 0{,}03083. \end{aligned}$$

Dieses Prisma wurde aus dem nach der Basis tafelförmigen Kristall (Fig. 3) geschliffen, aus dem auch die Platte zur Bestimmung des scheinbaren Winkels der optischen Achsen geschnitten und poliert wurde.

Die begrenzenden Flächen des Prismas sind Basis 0P (001) und Schliff.

Der brechende Winkel $\varphi = 42^\circ 51' 30''$

	Gemessen	Grenzwerte	
rot	$d_\beta = 54^\circ 44'$	$54^\circ 41'$	$- 46'$
gelb . . .	$d_\beta = 55\ 39\ 30''$	55 38	$- 41$
grün	$d_\beta = 56\ 46\ 45$	56 44 30″	$- 49$

$$\beta_{rot} = 2{,}05920$$
$$\beta_{gelb} = 2{,}07376$$
$$\beta_{grün} = 2{,}09114$$
$$\beta_{grün} - \beta_{rot} = 0{,}03194.$$

Aus diesen Messungen wurde somit α viermal, β viermal und γ viermal erhalten. Die Differenzen der äußersten Werte sind für

$$\alpha_{rot} = 0{,}00167$$
$$\alpha_{gelb} = 0{,}00289$$
$$\alpha_{grün} = 0{,}00417$$

für

$$\beta_{rot} = 0{,}00185$$
$$\beta_{gelb} = 0{,}00347$$
$$\beta_{grün} = 0{,}00542$$

für

$$\gamma_{rot} = 0{,}00217$$
$$\gamma_{gelb} = 0{,}00190$$
$$\gamma_{grün} = 0{,}00435.$$

Aus den vorhergehenden Beobachtungen ergeben sich für den Brechungsexponenten folgende Mittelwerte:

$$\alpha_{rot} = 1{,}79278$$
$$\alpha_{gelb} = 1{,}80258$$
$$\alpha_{grün} = 1{,}81412$$

$$\beta_{rot} = 2{,}05976$$
$$\beta_{gelb} = 2{,}07420$$
$$\beta_{grün} = 2{,}09185$$

$$\gamma_{rot} = 2{,}06183$$
$$\gamma_{gelb} = 2{,}07618$$
$$\gamma_{grün} = 2{,}09339.$$

B. Bestimmung des Winkels der optischen Achsen.

a) Durch Berechnung aus den eben erhaltenen Brechungsexponenten ergaben sich nach der Formel

$$\operatorname{cotg} V = \frac{\gamma}{\alpha} \cdot \sqrt{\frac{\alpha+\beta}{\beta+\gamma} \cdot \frac{\beta-\alpha}{\gamma-\beta}} \quad \text{und}$$

$$\sin E = \beta \sin V$$

folgende Werte für den wahren und scheinbaren Winkel der optischen Achsen:

	2V
rot	9° 4′ 32″
gelb	8 34
grün	7 38 24

	2E
rot	18° 45′ 30″
gelb	17 49 54
grün	16 1 12

Also ist: $\varrho > v$.

b) Zur Messung des scheinbaren Winkels der optischen Achsen wurde eine Platte parallel der Basis hergestellt. Dieselbe war besonders schön, fast 1 cm² groß. Die 7 Messungen lieferten für einfarbiges Licht folgendes:

	2E	Grenzwerte
Li	18° 49′ 9″	18° 36′—18° 54′
Na	17 49 20	17 44 — 55
Tl	16 0 30	15 45 —16 15

Die Differenzen zwischen den berechneten und beobachteten Werten sind

für $2E_{rot}$ = 0° 0′ 21″
„ $2E_{gelb}$ = 0 0 34
„ $2E_{grün}$ = 0 0 42

Es ergibt sich hieraus, daß die kristallographische Achse c, welche zugleich Richtung der ersten Mittellinie ist, mit der Richtung der größten optischen Elastizität zusammenfällt. Die Kristalle sind demnach optisch negativ. Die Ebene der optischen Achsen ist das seitliche Pinakoid $b = \infty P\bar{\infty}$ (010).

C. Anderung des Achsenwinkels durch Erwärmung.

Des Cloizeaux machte im Jahre 1861 die Entdeckung, daß durch Temperaturerhöhung der Winkel der optischen Achsen beim Cerussit geändert wird. Die untersuchten Platten wurden in einem zylindrischen Luftbad erhitzt und die Temperatur an zwei Thermometern abgelesen.

Eine große Reihe von Messungen des Einflusses der Wärme auf die Achsenapertur gab dann Weiss. Er bestätigte im wesentlichen nur die Angaben von des Cloizeaux. Weiss bezeichnet das Verhalten eines Minerals, wenn es derart ist, daß während Erhöhung seiner Temperatur der scharfe Winkel der wahren optischen Achsen zunimmt, dagegen bei Abnahme der Temperatur gleichfalls abnimmt, als ein analoges; jenes Verhalten aber, daß die Achsen sich nähern, während die Temperatur wächst, umgekehrt sich voneinander entfernen, wenn die Temperatur sinkt, ein antiloges.

Auch mir war es möglich, die Änderung des Achsenwinkels bei Erwärmung an der oben erwähnten Basisplatte nachzuweisen. Ich erwärmte die Platte von 20°—200° und las die Temperatur an zwei Thermometern ab, so daß ich ziemlich genau die Temperatur der Platte bestimmen konnte. Die Messungen wurden nur mit Natriumlicht ausgeführt und ergaben die folgenden Resultate:

2 E	Temperatur
17° 50′	25°
18 28	60
19 10	80
19 34	90
20 15	100
20 27	110
21 28	125
22 28	160
22 45	180

Das Weißbleierz zeigt also nach E. Weiss ein analoges Verhalten.

D. Zusammenfassung.

Die Resultate meiner Untersuchungen über die optischen Eigenschaften des Weißbleierzes sind kurz zusammengefaßt folgende:

	Rot	Gelb	Grün
α	1,79278	1,80258	1,81412
β	2,05976	2,07420	2,09185
γ	2,06183	2,07618	2,09339
2V . . .	9° 4′ 32″	8° 34′	7° 38′ 24″
2E . . .	18 45 30	17 49 54″	16 1 12
2E . . . (Messung)	18 45 9	17 49 20	16 0 30

IV. Chemische Zusammensetzung.

Die Kristalle sind vollkommen reines Bleicarbonat. Einzelne Stufen sind schwarzbraun gefärbt durch Eisenoxyd.

Zu den Analysen verwandte ich ausgesuchtes, reines Weißbleierz z. T. von sehr schön kristallisierten Stücken. Verunreinigungen waren selbst spurenweise nicht nachweisbar. Bei einzelnen Analysen blieb ein ganz geringer unlöslicher Rückstand, der bei einer Einwage von 1,2506 g Substanz auf 0,24 % berechnet wurde. Ich bestimmte das Blei als $PbSO_4$ im Goochtiegel und erhielt:

PbO %	CO_2 %	Unlöslich %
83,21	16,62	0,24
83,27	16,64	
83,33	16,67	
83,27 %	16,64 %	

Theoretisch

83,63 %	16,47 %.

Bei allen Analysen fiel das Blei etwas zu niedrig aus, wie es bei dieser Methode meistens der Fall ist.

Die Kohlensäurebestimmung dagegen ist stets zu hoch trotz sorgfältiger Arbeit. Kristallwasser war nicht nachweisbar. Eine sechsstündige Erwärmung bis 110° C ergab keinen Gewichtsverlust.

Wir haben es bei den Kristallen also mit vollkommen reinem Bleicarbonat zu tun, frei von isomorphen Beimengungen.

PbO	83,27
CO_2	16,64
Rückst.	0,24
	100,15.

C. Doelter stellt in seinem Handbuch noch einige neuere Analysen zusammen. R. B. Green, Zeitschr. f. Krist. **25**. 1896:

PbO	83,42
CO_2	16,45
	99,87.

W. F. Petterd, Ref. Zeitschr. f. Krist. **42**. 1907:

PbO	83,07
Cr_2O_3	Spur
CO_2	15,97
Unlöslich	0,62
	99,66.

C. H. Warren, Amer. Journ. of Sc. (4.) **16**. 1903:

SrO	3,15
PbO	79,59
CO_2	17,02
	99,76.

Herrn Prof. Dr. Busz schulde ich für die mir bei der Bearbeitung des Themas gewährte Unterstützung großen Dank.

Beiträge zur Petrographie von Kamerun.

Von

Wilhelm Henssen.

Inhaltsübersicht.

Seite

Vorwort 249

Allgemeiner Teil.

Geographische und geologische Übersicht 249

Petrographischer Teil.

I. Eruptivgesteine.

A. Tiefengesteine:

1. Granit 253
   a) Biotitgranit 253
   b) Biotithornblendegranit 254
   c) Hornblendegranit 255
2. Syenit 256

B. Ganggesteine:

Aplit 256

C. Ergußgesteine:

1. Quarzporphyr 257
2. Liparit 258
3. Trachyt 260
   a) Trachyt (im engeren Sinne) 261
   b) Augittrachyt 261
   c) Biotittrachyt 262
   d) Hornblendetrachyt 263
   e) Hornblendebiotittrachyt 264
   f) Hornblendeaugittrachyt 265
4. Andesitische Gesteine:
   a) Andesit:
      α) Augitandesit 266
      β) Hypersthenandesit 266
   b) Trachyandesit 267

Seite
5. Diabas:
a) Olivindiabas 268
b) Olivinfreier Diabas 269
6. Basalt:
a) Plagioklasbasalt 270
I. Makroskopische Beschreibung:
α) Plagioklasbasalt im engeren Sinne 270
β) Anamesit 271
γ) Dolerit 272
II. Mikroskopische Untersuchung:
α) Feldspat 272
β) Augit 273
γ) Olivin 274
δ) Die Übergemengteile 275
ε) Die Grundmasse 275
b) Hornblendebasalt 275
7. Pyroxenit 276
8. Peridotit 277
9. Tuff 277
II. Kristalline Schiefer 277
III. Sedimente:
1. Quarzsandstein 279
2. Jaspis 279
Verwitterungserscheinungen 280
Zusammenfassung 281

Literaturverzeichnis.

K. Hassert und Thorbecke, Die Berichte über die landeskundliche Expedition der Herren Professoren — in Kamerun. Beihefte 1, 2, 3 und 4 der Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten von Dr. Frhr. v. Danckelmann. Bd. 21. Jahrg. 1908.

C. Guillemain, Beiträge zur Geologie von Kamerun. Abhandlungen der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. Neue Folge. Heft 62. 1909.

A. Hintze, Beiträge zur Petrographie der älteren Gesteine des deutschen Schutzgebietes Kamerun. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1907. Berlin 1907. Bd. XXVIII. Heft 2.

Esch, F. Solger, M. Oppenheim, O. Jaekel, Beiträge zur Geologie von Kamerun. Stuttgart 1904.

W. Edlinger, Beiträge zur Geologie und Petrographie Deutsch-Adamauas. Inaug.-Diss. Erlangen 1908.

Stromer v. Reichenbach, Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. München und Leipzig 1896.

Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. 1 Stuttgart 1905, Bd. 2 Stuttgart 1907.

Reinisch, Petrographisches Praktikum I und II.

Vorwort.

Das nachstehender Arbeit zugrunde liegende Material sammelte Herr Prof. Dr. K. Hassert, der Führer der zur Erforschung der deutschen Kolonie Kamerun vom Reichskolonialamt ausgesandten Expedition 1907/08; es wurde mir von der Königlichen geologischen Landesanstalt in zuvorkommender Weise zur Verfügung gestellt, wofür ich auch an dieser Stelle meinem Danke Ausdruck gebe.

Der petrographischen Untersuchung habe ich ein einleitendes Kapitel vorausgeschickt, das mehr geographischen als geologischen Charakter hat und über das Vorkommen der Gesteine einigen Aufschluß gibt. Karten, auf denen sich die Reiseroute Hassert's verfolgen läßt, finden sich in den Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. 21. Zwecks eingehender Studien der geologischen Verhältnisse Kameruns verweise ich auf die Reisebriefe Hassert's, die in den Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten erschienen sind, ferner auf das Werk von Dr. Esch „Beiträge zur Geologie Kameruns" und auf das Werk „Beiträge zur Geologie von Kamerun", herausgegeben von der Königlich Preußischen geologischen Landesanstalt 1909.

Dem Herrn Prof. Dr. K. Busz, der mir die Anregung zur vorliegenden Arbeit gab und mir bei ihrer Anfertigung mit Rat und Tat zur Seite stand, spreche ich meinen aufrichtigen Dank aus.

Allgemeiner Teil.

Geographische und geologische Übersicht.

Der westliche Teil unserer Kolonie Kamerun zerfällt nach Dr. Esch in drei Teile, das sedimentäre Küstenland, das altkristalline Bruchgebiet und das sich weit in das Innere des Landes erstreckende altkristalline gebirgige Hochland. In allen drei Gebieten spielen die jüngeren Eruptivgesteine eine Hauptrolle. Stellenweise nehmen sie sogar gewaltige Dimensionen an. Die Vulkane, deren Tätigkeit in Kamerun außerordentlich groß gewesen ist, liegen auf einer von Dr. Passarge zuerst beobachteten tektonischen Linie, die sich von St. Helena über Fernando-Po und den großen

Kamerunberg erstreckt und sich weit in das Innere des Landes verfolgen läßt.

Der große Kamerunberg erhebt sich direkt an der Küste in dem sedimentären Vorland. Er besteht ganz aus vulkanischem Material. An seiner Zusammensetzung nehmen nur teil olivinreiche Basalte, Aschen und Tuffe.

Eine große Verbreitung haben die Basalte in dem kristallinen Bruchgebiet in der Bakundu-Senke, deren stehengebliebene Ränder nach Hassert das Balluegebirge im Westen, das Manengubagebirge im Osten sind. Das Grundgebirge dieser Senke besteht aus kristallinen Schiefern und Gneisen, die von einer zusammenhängenden Schicht von Basalt und Aschen bedeckt sind. Die basaltischen Eruptivmassen drangen an den Bruchspalten, an denen das alte Urgebirge noch stellenweise zutage tritt[1], heraus und schütteten zahlreiche mehr oder weniger mächtige Kraterberge auf, die z. T. mit Seen, wie z. B. dem Sodensee und dem Elefantensee, angefüllt sind.

Das Balluegebirge, die Westgrenze der Senke, besteht im wesentlichen aus Urgestein und Granit, die überlagert sind von Basalt und Trachyt. Nur kurz vor und nach dem Dorf Befenge im Balluegebirge befindet sich ein stark verwittertes Gestein, das ich als Orthophyr bezeichnet habe.

Das Manengubagebirge, die östliche Begrenzung der Senke, stellt nach Dr. Esch einen von Osten nach Westen streichenden Höhenzug dar, in dessen westlichem Teile der 2060 m hohe Epochakrater liegt, mit einem Kraterwall von ungefähr 60 m Höhe.

In der Hauptsache scheint der westliche Teil des Gebirges aus Diabas zusammengesetzt zu sein, einem grobkörnigen Feldspat-Olivin-Augitgestein mit der für den Diabas typischen ophitischen Struktur. Von diesem Vorkommen schreibt Dr. Esch[2]: „Ich fasse dasselbe als den inneren Teil eines älteren mächtigen Ergusses auf, dessen peripherischen Teile der Verwitterung zum Opfer gefallen sind. Demnach würde das Manengubagebirge in seinem westlichen Teile aus einem alten Kern von grobkörnigem Diabas bestehen, der ehemals weit größere Dimensionen besaß, nach seiner teilweisen Abtragung aber durch jungvulkanisches Material eingedeckt wurde."

[1] nach Hassert's Reiseberichten.

[2] Geologie Kameruns. p. 42.

Der Grundstock des Gebirges besteht aus Tiefengesteinen, denen außer Diabas, Basalt und saurer Hornblendetrachyt überlagert sind. Letzterer enthält neben Sanidin auch reichlich Einsprenglinge von Plagioklas.

Westlich von dem Manengubagebirge, durch die Fortsetzung des Kiddetales getrennt, liegt das Bafaramigebirge, ein aus zahlreichen Horsten bestehendes Massiv, von dem Dr. Esch richtig vermutet hat, daß es aus Urgestein besteht. Es tritt nämlich zwischen dem Bach Mejao und dem Dorf Abonga Gneisgranit zutage. Von den jüngeren Eruptivgesteinen scheint Trachyt in erster Linie an der Zusammensetzung des Gebirges teilzunehmen.

In der Senke selbst erhebt sich isoliert zu gewaltigen Dimensionen der Kupeberg, der einen typischen Horst darstellt. Nach den Angaben von Dr. Esch erreicht er eine Höhe von 2070 m, und sein Gipfel fällt nach allen Himmelsrichtungen 200—300 m senkrecht ab. Die Hauptmasse des ihn zusammensetzenden Gesteins besteht aus Syenit und Granit; zwischen den beiden Steilaufstiegen von Kola nach Essussong kommt Aplit vor. Der ganze Berg wird umgeben von Basalt.

Nordöstlich vom Kupeberg erhebt sich das Nlonakogebirge, dessen Grundstock von Granitit und Hornblendegranit gebildet wird. Diese Tiefengesteine werden überlagert von Basaltdecken.

Ausgedehnte Trachytvorkommen, Hornblende- und Biotittrachyt finden sich in dem Bruchgebiet nur in dem Bezirk Bakossi, und zwar am Nladefluß, am Nhillebach, am Ndobbach, am Kumefluß, am Ebemfluß und Ekonangobach.

Von den jüngeren Eruptivgesteinen dagegen, die das alte kristalline Hochland im Innern von Kamerun bedecken, spielt der Trachyt die Hauptrolle. Hier werden drei Zonen von Trachytdurchbrüchen, die anscheinend ganz regellos erfolgt sind, unterschieden [1]:

1. „das Bambulue-Bamenda-Bakembat-Massiv mit dem 3000 m hohen Muti,
2. die Trachytdurchbruchszone von Babungo-Mwelle-Bamuku und dem Mauwe-See, die sich weit nach Norden, bis Kentu, verfolgen läßt, und

[1] Vergl. Beiträge zur Geologie von Kamerun. Abh. d. K. Preuß. geol. Landesanst. Berlin. Neue Folge. **62**. **63**. p. 232 ff.

3. die Trachytzone von Babessi bis Banso, die sich noch bis Banjo hinzieht.

Südlich von Banjo wechselt Granit und Basalt ab, bis zwischen dem Mbam und dem Nun der Basalt vorherrschend wird."

In diesem Basaltvorkommen liegt auch der Bapit, nach Hassert ein jungvulkanischer Gebirgsstock, der sich aus Liparit, Quarzporphyr und Basalt zusammensetzt.

Das zwischen dem Nun und dem Mbam gelegene Bamum-Hügelland stellt nach Hassert ein weites Senkungsfeld dar mit zahlreichen Granitkuppen, den Erhebungen des Kagam, Batmatschem, Batpui und Bapalle, an deren Zusammensetzung Gneis, Granit, Trachyt und Basalt teilnehmen.

Das Urgebirge tritt nur stellenweise zutage. Gneise finden sich östlich von dem Dorfe Bolo, ferner 1 km westlich vom Nsob, und typischer Augengneis zwischen Bandam und Banking.

Zu erwähnen sind noch die Bambutoberge, die nach Hassert einen deutlichen Horst darstellen. Sie bestehen aus Granit und Gneis. Von den jüngeren Eruptivgesteinen findet man dort Hornblendetrachyt und Basalt.

Die Mboberge und das Balibergland bestehen nach Hassert aus Granit und Urgestein.

Auf seiner Reise besuchte Hassert auch den erst vor kurzem entdeckten kleinen Ndü-See, nach seinem Entdecker Glauningsee genannt. Sein Untergrund besteht aus Granit und Gneis. In seiner Nähe trifft man Basalt, Tuffe und vulkanische Bomben an[1].

Über das Alter der Eruptivgesteine läßt sich nichts Bestimmtes mitteilen. Nur soviel steht fest, daß Eruptionen noch vor kurzer Zeit, vielleicht vor 100—150 Jahren stattgefunden haben, worauf das außergewöhnlich frische Aussehen einzelner Basalte schließen läßt. Daß aber die vulkanische Tätigkeit in Kamerun noch nicht ganz erloschen ist, beweist der im Jahre 1909 erfolgte Ausbruch des Kamerunmassivs, bei dessen Verlauf unter heftigem Aschenregen, Feuererscheinungen und starken Erdbeben gewaltige Lavamassen zutage traten.

[1] nach Hassert's Reiseberichten.

Petrographische Untersuchung.

I. Die Eruptivgesteine.

A. Tiefengesteine.

1. Granit.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Granite sind feinkörnige, mittelkörnige und grobkörnige Gesteine. Sie enthalten Feldspat, Quarz und als femischen Gemengteil Biotit, Hornblende.

Man kann sie daher einteilen in:

a) Biotitgranit,
b) Biotithornblendegranit,
c) Hornblendegranit.

a) Biotitgranit.

Feinkörnig finden sich die Biotitgranite am Aufstieg zum Häuptlingsplatz Fondonera, am Abstieg nach Fossang Wentschen, 1 km östlich vom Ngom, am Plateau von Papare am Banpowege und am Höhenrücken zwischen Bafreng und Bambui; mittelkörnig westlich von Fotuni, am Felskegel von Sengatu und am Steilaufstieg zum Horst des Dorfes Bambulue; grobkörnig am oberen Teil des nördlichen Steilrandes von Ntscheinj unmittelbar vor dem Einsetzen des Trachytes.

Ihre Farbe ist hellgrau bis dunkelgrau, hellrosa bis rot.

U. d. M. zeigen alle Granitite eine hypidiomorphkörnige Struktur.

Den Hauptbestandteil des Gesteins bildet der Orthoklas; neben ihm kommt auch Oligoklas und Mikroklin vor, der in dem Vorkommen von Fotuni dem Orthoklas an Menge gleichkommt. Der Mikroklin enthält nicht selten Einschlüsse von Orthoklas und Quarz, die Hintze veranlaßten, auf ein jugendliches Alter zu schließen.

Die Feldspäte zeigen nur selten idiomorphe Ausbildung. Sie sind meistens getrübt und in ein mehr oder weniger hellgraues Produkt umgewandelt.

Der älteste Gemengteil, der Biotit, weist nur da, wo er als Einschluß im Feldspat vorkommt, kristallographische Begrenzung auf. Seine Spaltrisse sind zuweilen gebogen; sie lassen auf Druck

oder Pressung schließen. Eine Folge dieser Pressung ist, daß der Biotit nach einer Richtung in die Länge erstreckt erscheint und so das Aussehen von Zwischenklemmungsmasse erhält. Sein Pleochroismus ist bei den gut erhaltenen Individuen sehr stark von hellbraun nach dunkelbraun und von hellgrün bezw. strohgelb nach dunkelgrün.

Der Biotit fällt sehr leicht der Umwandlung anheim. In nur wenigen Fällen ist er gebleicht; zuweilen wird er von der Spaltbarkeit parallel gehenden braunen Fasern durchzogen, zwischen denen man noch unverwitterten Biotit mit seinem Farbenwandel beobachten kann. Am häufigsten ist die Umwandlung in Brauneisen.

Der Quarz ist wasserklar und reich an kleinen Einschlüssen. Bald kommt er vor in großen Lappen, bald zieht er sich wurmförmig zwischen den einzelnen Individuen her. Er zeigt in allen Fällen eine undulöse Auslöschung.

Sehr häufig beobachtet man Verwachsungen des Quarzes mit dem Feldspat, die sich in vielen Fällen als gesetzmäßig erweisen und sich in Form einer feinen Lamellierung zu erkennen geben.

Eine schöne schriftgranitische Verwachsung beobachtete ich in dem biotitarmen Granit vom Plateau von Papare.

Von den Übergemengteilen sind zu erwähnen Magneteisen, Apatit und Zirkon in idiomorphen Ausbildungen. Sie finden sich als Einschluß im Feldspat und Biotit.

b) Biotithornblendegranit.

Als feinkörniges Gestein kommen die Biotithornblendegranite vor an der Mulde von Fotomena, als mittelkörniges am ersten Steilaufstieg von Kola nach Essusong am Kupeberg, am Ende der Stufe I von Nkalemo, am Granitgipfel vor dem Hauptgipfel Elama des Nlonako und am Moinebach unweit des Dorfes Esungkuwa und grobkörnig am Flußübergange östlich von Fomopa.

Die Farbe ist hellgrün bis dunkelgrau.

Die Struktur ist hypidiomorphkörnig.

Den Hauptgemengteil bildet Orthoklas, der hier und da eine idiomorphe Ausbildung zeigt. Spaltbarkeit und Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz sind selten. Neben dem Orthoklas findet sich auch Mikroklin und Plagioklas.

Das Auftreten des Biotits scheint mit dem der Hornblende in umgekehrtem Verhältnisse zu stehen. Wo viel Hornblende, da

wenig Biotit und umgekehrt. Seinem Alter nach muß der Biotit jünger sein als die Hornblende, da er hin und wieder größere Hornblendeausscheidungen als Einschluß enthält. Zuweilen wird der Biotit randlich umgeben von einem feinen Saum von Hornblende zweiter Generation.

Die großen Hornblendeausscheidungen sind stark chemisch korrodiert. In Schnitten senkrecht zur c-Achse ist der Farbenwandel der Hornblende nur schwach, in Schnitten parallel zur c-Achse hat sie einen dem Biotit ähnlichen Pleochroismus.

Zwillingsbildung nach $\infty P\bar{\infty}$, die von Hintze bei den Hornblendegraniten oft beobachtet wurde, ist äußerst selten.

Der Quarz ist xenomorph, reich an Einschlüssen und häufig mit dem Feldspat gesetzmäßig verwachsen.

Von den Übergemengteilen kommen in allen Hornblendebiotitgraniten Apatit, Zirkon und Magneteisen vor.

Idiomorph ausgebildeter, im Schliff farbloser Augit mit deutlicher Spaltbarkeit nach ∞P findet sich nur in dem Vorkommen am Moinebach.

c) Hornblendegranit.

Ein Hornblendegranit findet sich $1\frac{1}{2}$ km nördlich von Ngom als ein mittelkörniges hellgraues Gestein, bestehend aus Feldspat, klarem Quarz und grüner Hornblende.

Die Struktur ist hypidiomorphkörnig.

Der stark verwitterte Orthoklas ist durch eine große Anzahl von Quarzkörnern poikilitisch durchwachsen. Albit tritt nur selten in selbständigen Formen auf, häufiger ist eine perthitische Verwachsung mit Orthoklas.

Die großen gerundeten Quarzausscheidungen führen reichlich Flüssigkeitseinschlüsse, die sich schnürenartig durch die Individuen hinziehen, oder stellenweise dicht gedrängt nebeneinander liegen.

Die Hornblende erscheint in radialstrahligen oder faserigen Aggregaten. Rundum ausgebildete Formen wurden nur selten in der Prismenzone angetroffen. Ihr Pleochroismus ist deutlich:

$\mathfrak{a}$ = gelbgrün
$\mathfrak{b}$ = grasgrün
$\mathfrak{c}$ = grün

Zwillingsbildungen wurden nicht beobachtet.

2. Syenit.

Syenite finden sich vor dem großen Dorfe Lala am Kupeberg und am Steilaufstieg von Kola nach Essusong. Hier kommen, wie Hintze schon erwähnt, Alkalisyenite vor.

Ihre Farbe ist hellgrau. Die Struktur ist, wie bei den Graniten, hypidiomorphkörnig.

Den Hauptgemengteil bildet der Orthoklas mit guter Begrenzung.

Häufiger als bei den Graniten beobachtet man bei ihm eine Spaltbarkeit nach 0P, $\infty P\infty$ und Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader Gesetz.

Plagioklas und Mikroklin wurde im Gegensatz zu den von Hintze beschriebenen Syeniten am Kupeberge nicht beobachtet.

Die Hornblende kommt in zwei Generationen vor. Die Ausscheidungen erster Generation sind ohne jede kristallographische Begrenzung. Deutlich ist der Pleochroismus auf den Schnitten parallel zur c-Achse von hellgrün nach dunkelgrün; senkrecht zur c-Achse ist der Farbenwandel kaum merklich. Gut ausgebildet sind die Spaltrisse nach ∞P, gegen die die Auslöschungsschiefe 18° beträgt.

Die Hornblende zweiter Generation zeigt zuweilen achtseitige Schnitte. Diese Bildungen haben denselben Pleochroismus wie die Ausscheidungen erster Generation. Eine lamellare Zwillingsbildung wurde nur an einer Stelle beobachtet.

Der Biotit kommt nicht häufig vor. Infolge dynamischer Einflüsse hat er seine kristallographische Begrenzung verloren und seine Spaltrisse sind gebogen. Parallelverwachsungen mit Hornblende und Magneteisen sind nicht selten.

Die unregelmäßig begrenzten, vereinzelt auftretenden Quarzkörner sind wasserklar und reich an kleinen Einschlüssen.

B. Ganggesteine.

Aplit.

Aplite finden sich bei dem Dorf Baji und zwischen den beiden Steilaufstiegen von Kola nach Essusong als hellgraue, feinkörnige Gesteine, die zuweilen durch Eisenhydroxyd braunrot gefärbt sind. Sie setzen sich zusammen aus Feldspat und Quarz, zu denen

sich im erstgenannten Vorkommen untergeordnete Mengen von Hornblendefetzen, in dem anderen kleine Biotitausscheidungen gesellen.

Den Hauptgemengteil bildet der Orthoklas. An den Rändern hat er einen schmalen Saum von Eisenhydroxyd, durch den seine Grenze gegen den wasserklaren Quarz scharf markiert wird. Zwillinge und Spaltrisse wurden nicht beobachtet. Dagegen löschen alle Individuen undulös aus. Die Ansicht, daß der Mikroklin sich durch Druck aus dem Orthoklas gebildet hat, dürfte hier nicht zutreffen, weil er Orthoklas als Einschluß enthält, der nicht in Mikroklin umgewandelt ist. Da er auch Einschlüsse von Quarz führt, die auf sein jugendliches Alter schließen lassen, so liegt die Vermutung nahe, daß der Feldspat, der sich nach Volumvermehrung des erstarrenden Magmas unter größerem Druck ausscheidet, als Mikroklin auftritt.

Die gerundeten Quarzkörner werden von unregelmäßigen Sprüngen durchzogen. Zierliche pegmatitische Verwachsungen kommen verhältnismäßig häufig vor.

Die kleinen, unregelmäßig begrenzten Hornblendeausscheidungen zeigen einen kräftigen Pleochroismus und gute Spaltbarkeit. Der Biotit hat einen kräftigen Farbenwandel von hellgrün nach dunkelgrün.

C. Ergußgesteine.

1. Quarzporphyr.

Mächtige Blöcke von Quarzporphyr finden sich in dem Senkungsfelde von Gomtscha. Anstehend tritt das Gestein auf unweit des Farmdorfes II von Gomtscha, etwa 900 Schritt von dem Bach Dugsi, am Wegvisierpunkt unweit des Bapit und am Nladefluß in Bakossi.

Es sind feste, hellgrau bis rosa gefärbte Gesteine mit idiomorphen Einsprenglingen von Feldspat und Quarz. Die Grundmasse ist mikrogranitisch. Sie besteht aus Feldspat, Quarz und Biotit, der in dem Vorkommen vom Farmdorf II unweit des Dugsibaches durch Hornblende ersetzt wird.

Die großen, idiomorphen Orthoklase sind z. T. wasserklar, z. T. getrübt. Die bei der Umwandlung freigewordene Kieselsäure hat sich auf den Klüften und in den Hohlräumen des Kristalls

als Quarz ausgeschieden. Zwillingsbildungen, gute Spaltbarkeit und gesetzmäßige pegmatitische Verwachsungen finden sich nur selten. Eine wenig zierlich ausgebildete schriftgranitische Verwachsung beobachtete ich in dem Vorkommen am Bapit.

An Einschlüssen führt der Orthoklas kleinere oder größere Biotitfetzen.

Die großen idiomorphen Quarzausscheidungen werden, wenn man von den starken magmatischen Korrosionen absieht, die sich in einer Rundung der Ecken und in großen Ausbuchtungen bemerkbar machen, begrenzt von + R, — R, ∞R.

In dem Vorkommen am Wegvisierpunkt unweit des Bapit zeigt der Quarz deutliche Spaltbarkeit nach R, wodurch er dem Orthoklas zum Verwechseln ähnlich wird.

Der Biotit hat seinen Pleochroismus zum größten Teil verloren und ist vielfach in Brauneisen umgewandelt.

In dem Vorkommen von Farmdorf II von Gomtscha beobachtete ich Titanit und Augit. Letzterer ist z. T. frisch und wasserklar, z. T. in Epidot umgewandelt.

Akzessorisch treten Magneteisen, Apatit und Zirkon auf.

2. Liparit.

a) Liparit im engeren Sinne.

Von den jüngeren Eruptivgesteinen scheinen die Liparite nur geringe Verbreitung in Kamerun zu haben. Sie finden sich am Fuße des Bapit und am Mfusee im Bapit. Sie besitzen eine schmutzig-graue Farbe und eine feinkörnige bis dichte Beschaffenheit. Als Einsprenglinge führen sie prismatisch ausgebildete Feldspateinsprenglinge und wasserklaren Quarz mit gut ausgebildeten Rhomboederflächen und Gegenrhomboederflächen. U. d. M. erweist sich die Grundmasse als ein Gemenge von Feldspat, Quarz, Biotit und farblosem Glas. Der stark korrodierte Feldspat erster Generation gehört, nach seiner hohen Auslöschungsschiefe zu urteilen, dem Sanidin an. Er ist verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz. Die Zwillingsnaht verläuft nur in den seltensten Fällen geradlinig, sondern meist ist sie zickzack- oder treppenförmig. Daneben kommen auch noch andere, nach komplizierteren Gesetzen gebildete Zwillinge vor. Der Feldspat ist nur in wenigen Fällen gut erhalten und wasserklar.

Die Grundmasse ist in ein ganz schwach doppelbrechendes Al-Hydrat umgewandelt, während die Feldspateinsprenglinge noch in der Umwandlung begriffen sind. Die dabei freigewordene Kieselsäure wird entweder fortgeführt oder man findet sie in der Grundmasse oder auf den Klüften der Kristalle als Quarz.

Im Gegensatz zu den großen idiomorphen, stellenweise stark korrodierten Quarzausscheidungen ist der Quarz der Grundmasse xenomorph und frei von Einschlüssen. Von ihm darf man wohl annehmen, daß er sich z. T. wenigstens aus der bei der Umwandlung des Feldspats freigewordenen Kieselsäure gebildet hat.

Der Biotit ist stark verändert. Er findet sich nur in der Grundmasse in Form von kleinen, braunen Schüppchen.

Magneteisen kommt nur selten in schlecht kristallographischer Ausbildung vor.

b) Nevadit.

Von einem weiteren Vorkommen von Liparit gelangte eine Probe zur Untersuchung, die sich als Flußgeröll bei dem Dorf Esungkuwa im Nlonakogebirge, und zwar im Mome-Bach findet. Es ist ein hellgraues Gestein mit zahlreichen Einsprenglingen von weißem Feldspat und Quarz. Die Grundmasse, die nur in spärlicher Menge vorhanden ist und sich in feinen Bändern zwischen den porphyrischen Gemengteilen hinzieht, besteht aus äußerst feinen Körnern von Quarz und Feldspat, die auf das polarisierte Licht stark einwirken, und aus gelbem Glas, das z. T. zahlreiche Mikrolithen mit hohen Interferenzfarben beherbergt.

Der Feldspat ist gut erhalten. Seine großen Ausscheidungen sind stark korrodiert. Zwillingsbildungen und Spaltbarkeit werden nur selten angetroffen. Auch der Quarz ist stark korrodiert und zeigt undulöse Auslöschung. Kleinere, scharfkantige Aggregate von Quarz und Feldspat mit verschiedener optischer Orientierung liegen breccienartig nebeneinander und rufen eine typische Pflasterstruktur hervor.

Der Biotit findet sich nicht eben häufig. Er ist entweder stark gebleicht, in Eisenhydroxyd oder in chloritische Substanz umgewandelt.

Magneteisen trifft man nur vereinzelt an als Einschluß in den porphyrischen Ausscheidungen.

3. Trachyt.

Die Trachyte haben in Kamerun eine weit größere Verbreitung, als man früher anzunehmen geneigt war. Der Grund für diese Ansicht mag wohl darin zu suchen sein, daß sie sich weit im Innern des Landes finden und ihnen gewaltige Basaltmassen vorgelagert sind, die erst unter großen Schwierigkeiten passiert werden müssen, ehe man zu ihrem Hauptverbreitungsgebiet, dem altkristallinen Hochlande, gelangt. Z. T. besitzen sie einen auffallend hohen Gehalt an Opal. Unter den sie zusammensetzenden Mineralien spielt der Sanidin die Hauptrolle. Neben ihm tritt auch Plagioklas auf, der, wie die Untersuchung ergab, meist Oligoklas ist, selten dem Albit nahesteht und über den Andesin nicht hinausgeht. Die Trachyte enthalten bis auf wenige Ausnahmen einen farbigen Gemengteil, so daß sich für ihre Einteilung ergibt:

a) Trachyt im engeren Sinne:
   1. von den Vorkommen unmittelbar vor der Abzweigung des zum Bambulue führenden Weges von der alten Straße Bambulue—Bamenda,
   2. vom Plateau des Oberhäuptlings von Djoti.

b) Augittrachyt:
   1. vom Gipfel des Muti,
   2. vom Steilabstieg zum Horste des Dorfes Bambulue,
   3. ein Geröll im Mbie-Fluß gleich hinter Ndibise.

c) Biotittrachyt:
   aa) Biotittrachyt aus Bakossi:
      1. vom Ebemfluß,
      2. vom Mbwebach,
      3. vom Dorf Ebe,
      4. vom Ekonangobach,
      5. vom Nhillebach,
      6. Tuebach.
   bb) Biotittrachyte aus dem kristallinen Hochlande:
      1. von der Straße Bambulue—Bamenda,
      2. 1 km vom höchsten Sattelpunkt am Wege Bambulue —Bamenda,
      3. von der Babankistraße,
      4. von Ndse Keka.

d) Hornblendetrachyt:
   1. vom Aufstieg am Ndobbach zum Dorfe Kodmueni,
   2. vom Vorkommen zwischen dem Dorfe Weme und dem Njoka-Bach,

3. vom Ufer des Kumeflusses,
4. vom Wasserlauf südlich der Einmündung des Bambulue-Weges in den Weg Dschang—Bamenda,
5. vom Nlo-Bach,
6. vom Verwerfungssteilabsturz zum Bach am Fossi Mondi,
7. vom Felszahn am Eingang in das Bambulue-Becken,
8. das dunkle Gestein 1 km vom Dorfe Bagam.

e) Hornblendebiotittrachyt:
1. vom Vorkommen am Nladefluß in Bakossi,
2. ein Flußgeröll im Nladefluß.

f) Hornblendeaugittrachyt:
das Vorkommen am Bach zwischen Jtende und dem Mokotibach.

a) Trachyt im engeren Sinne.

Die zu dieser Gruppe gehörenden Trachyte sind mehr oder weniger verwitterte Gesteine mit einem nicht unbeträchtlichen Gehalt an Opal, der besonders dem Vorkommen vom Plateau von Djoti ein fettartig glänzendes Aussehen gibt. Dieses Gestein besitzt einen SiO_2-Gehalt von 73,8 %. Sein Opal entzieht sich der optischen Untersuchung. Die aus ihm berechnete SiO_2 betrug 2,31 %. Die ehemals aus kleinen Sanidintäfelchen bestehende Grundmasse ist stark in ein schmutziggraues, erdig aussehendes Produkt umgewandelt, in dem wasserklarer idiomorpher Feldspat erster Generation im wesentlichen Sanidin liegt.

Die meist kleinen, idiomorph ausgebildeten Plagioklasausscheidungen gehören, nach ihrer symmetrischen Auslöschungsschiefe zu urteilen, dem Oligoklas an. Gesetzmäßige Verwachsungen zwischen monoklinem und triklinem Feldspat kommen auch vor, jedoch selten.

Akzessorisch findet sich Magneteisen und Apatit sowohl in der Grundmasse als auch als Einschluß im Feldspat.

b) Augittrachyt.

Die Augittrachyte sind hellgrau bis dunkelgrau gefärbte Gesteine, die in einer dichten Grundmasse Einsprenglinge von glasigem Sanidin und zuweilen auch von Augit erkennen lassen. Ihre Struktur ist orthophyrisch. Ihre Grundmasse besteht aus

wasserklaren, unverzwillingten Sanidintäfelchen, Augitkörnern, Magneteisen und farblosem Glas. Die Feldspateinsprenglinge sind im wesentlichen begrenzt von 0P, $\infty P\bar{\infty}$, $\infty P\bar{\infty}$. Sie besitzen die bekannten Spaltbarkeiten und zeigen Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader und Albitgesetz.

Der Augit, an Größe kleiner als der Feldspat, wird mit gelblichgrüner Farbe durchsichtig. Seine Kristalle sind an den Ecken gerundet und zeigen tiefe Einbuchtungen als Folge magmatischer Resorption. In dem Vorkommen am Steilabstiege des Dorfes Bambulue ist er am Rande z. T. auch im Innern in ein schmutziggraues, schwach doppelbrechendes Produkt umgewandelt, und von der ehemaligen augitischen Substanz sind nur noch geringe Reste übriggeblieben.

Scharf begrenzte, meist quadratische Ausscheidungen von Magneteisen, Pyrit und viel Apatit sind in der Grundmasse oder als Einschluß besonders im Augit enthalten.

c) Biotittrachyt.

Unter den Trachyten sind die Biotittrachyte am reichlichsten vertreten. Es sind meist stark zersetzte, z. T. bröckelige Gesteine, die in einer dichten hellgrauen oder rötlichgrauen Grundmasse durchsichtige Sanidineinsprenglinge mit glänzenden Spaltflächen führen. Biotit wird an keiner Stelle makroskopisch wahrgenommen. Oft trifft man aber trübe, braune Flecken an, die als Zersetzungsprodukte des Biotits anzusehen sind.

Die Struktur dieser Vorkommen ist z. T. trachytisch, z. T. orthophyrisch. Die mikroskopisch erkennbaren Gemengteile sind: Feldspat, Biotit, Magneteisen, Quarz, Eisenhydroxyd und farbloses Glas. Eigentümlich für die Biotittrachyte ist ihre geringe Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien. Der Feldspat der Grundmasse ist bei einigen schon ganz in ein schwach doppelbrechendes Al-Hydrat umgewandelt, während man bei den idiomorphen Kristallen alle Umwandlungsstadien erkennen kann. In einzelnen Fällen beobachtet man noch klarer oder nur schwach gerübte Kristalle, bei anderen ist die Trübung stärker, aber immerhin heben sich die Einsprenglinge infolge ihrer helleren Farbe ohne Analysator aus der Grundmasse hervor. Bei den noch stärker umgewandelten Feldspäten erkennt man erst zwischen + Nicols noch Kristallform und Zwillingsbildung. Schließlich verschwindet

die porphyrische Ausscheidung vollständig in der Grundmasse und bildet ein homogenes, erdig aussehendes Ganze mit ihr.

Der Quarz findet sich nur in den Grundmassen in xenomorpher Ausbildung. Für die Annahme, daß die aus dem Feldspat frei gewordene Kieselsäure sich als Quarz in dem Gestein ausgeschieden hat, spricht der Umstand, daß in den stark verwitterten Biotittrachyten viel, in den nur schwach verwitterten wenig Quarz angetroffen wurde. Außer als Quarz setzt sich die frei gewordene Kieselsäure auch als Opal und in selteneren Fällen als Chalcedon oder Tridymit ab.

Den Biotit trifft man nur selten in größeren Ausscheidungen an. Wo er gut erhalten ist, weist er einen lebhaften Pleochroismus von hellgrün nach dunkelbraun auf, und in allen Fällen mit einer Ausnahme löscht er orientiert aus. Häufiger ist der Biotit stark zersetzt. Die für die Biotittrachyte braunrote Färbung rührt von seinen Zersetzungsprodukten her. Apatit findet sich gelegentlich als Einschluß im Feldspat und in der Grundmasse.

d) Hornblendetrachyt.

Amphiboltrachyte sind bisher nur wenig beschrieben worden. Vorkommen, in denen die Hornblende nur der Effusivperiode angehört, sind bis jetzt in Kamerun noch nicht bekannt geworden. Sie scheinen den Biotittrachyten an Verbreitung nicht weit nachzustehen. Im Gegensatz zu diesen sind es gut erhaltene, oberflächlich nur wenig verwitterte Gesteine von meist dunkelgrauem Aussehen. Keines dieser Vorkommen zeigte eine poröse Ausbildung. Als Einsprenglinge führen sie 0,2 bis 0,5 cm große, durch Infiltration von Eisenhydroxyd zuweilen braunrot gefärbte Sanidine. Hornblende ist makroskopisch nur in dem Amphiboltrachyt aus dem Balluegebirge wahrnehmbar. Sie ist schwarz, auf den Spaltflächen glänzend und ohne kristallographische Begrenzung.

Das mikroskopische Bild der Grundmasse zeigt bei den Hornblendetrachyten Sanidintafeln und Leisten in meist schön fluidaler Anordnung, Hornblende, Eisenerz, Eisenhydroxyd und farbloses Glas. Der Feldspat ist wasserklar. Seine intratellurischen Einsprenglinge weisen eine idiomorphe Kristallform auf. Tief einschneidende, mit Grundmasse ausgefüllte Einbuchtungen, Rundungen der Kanten und Ecken als Folge magmatischer Resorption sind selten. Die Feldspäte sind reich an Einschlüssen, zeigen Spalt-

barkeit und sind auf den Spaltrissen durch Eisenhydroxyd braunrot gefärbt. Zuweilen trifft man auch Plagioklas an, besonders reichlich in dem Vorkommen am Nlobach. Neubildungen von Muscovit und Chlorit aus Feldspat sind selten.

Die wasserklaren, idiomorphen Sanidine der Grundmasse sind frei von Einschlüssen und ohne Zwillingsbildung.

Intratellurische Hornblendeausscheidungen finden sich nur zwischen dem Dorfe Weme und dem Hjokabach und 1 km nördlich vom Dorfe Bagam. Die Hornblende ist stark chemisch korrodiert. Ihre Ausscheidungen sind mit einem Opacitrande umgeben, der sich auf Kosten der Hornblende gebildet hat. Wo die Hornblende unverändert geblieben ist, da zeigt sie einen starken Pleochroismus (a = hellgrün gelb, b = dunkelgrün, c = dunkelgrün schwarz). Häufiger ist das Auftreten von Hornblende in der Grundmasse. Da die Trachyte nur wenig Kalk enthalten, so können nur kalkfreie oder kalkarme natroneisenhaltige Hornblenden in Frage kommen. Eigentümlicherweise tritt nur selten eine einzige Varietät in demselben Gestein allein auf. Nach dem Pleochroismus zu urteilen haben die meiste Verbreitung:

Riebeckit (hellblau—dunkelblau), Arfvedsonit (hellgrün—dunkelgrün), Kossyrit (hellbraun—dunkelbraun). Die Hornblende ist das letzte Ausscheidungsprodukt. Sie ist über die ganze Grundmasse verteilt in Form von kleinen Fetzen. Manchmal sind ihre Ausscheidungen äußerst klein und erst mit stärkster Vergrößerung zu erkennen. In diesem Falle geben die dunkelgrünen Individuen leicht Anlaß zur Verwechslung mit Magneteisen.

Als Übergemengteile kommen in erster Linie Magneteisen und Pyrit in Betracht, die z. T. mit der Hornblende verwachsen sind, z. T. sich als Einschluß neben Apatit in den intratellurischen Einsprenglingen finden.

Titanit wurde nur in dem Hornblendetrachyt von Bagam beobachtet.

e) Hornblendebiotittrachyt.

Neben Hornblende enthält der Trachyt am Nlade-Fluß in Bakossi und das Geröll im Nlade-Fluß Biotit. Das erstgenannte ist ein hellgraues, sich rauh anfühlendes, kaum verwittertes Gestein, in dem hier und da kleine Stellen durch Eisenhydroxyd braunrot gefärbt sind. Ebenso ist das graugrüne Geröll gut er-

halten. Es wird durchzogen von einigen Adern aus Biotit resp. Brauneisen.

Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Hornblende, Biotit und Magneteisen. Der Feldspat der Effusivperiode findet sich in Form von kleinen, scharf begrenzten Leisten.

In dem Geröll beobachtet man auch wasserklare, idiomorphe Einsprenglinge von Feldspat, die neben einer gut ausgebildeten Spaltbarkeit noch Querabsonderungen zeigen.

Nach dem Pleochroismus zu urteilen, ist die Hornblende in der Hauptsache Arfvedsonit. Sie tritt stellenweise nesterartig auf und drängt den Feldspat stark in den Hintergrund. In dem anstehenden Gestein am Nlade-Fluß zieht sie sich auch schnürenartig durch die ganze Grundmasse und steht an Menge dem Feldspat nicht viel nach. Biotit findet sich nur in dunkelbraunen Schüppchen in der Grundmasse.

f) Hornblendeaugittrachyt.

Dieses Gestein ist dicht unverwittert und von dunkelgrauer Farbe. Makroskopisch erkennt man nur Ausscheidungen von glänzendem Feldspat.

Seine Struktur ist trachytisch. Die Grundmasse besteht aus Sanidinleisten und Hornblendeausscheidungen.

Die Sanidineinsprenglinge sind verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz, zuweilen am Rande etwas angeschmolzen und zeigen neben einer guten Spaltbarkeit noch Querabsonderungen.

Idiomorpher Augit wird im Schliff mit hellbrauner Farbe durchsichtig. Mit einer hohen Auslöschungsschiefe gegen die Spaltrisse verbindet er auch hohe Interferenzfarben.

Die Hornblende tritt in zwei Generationen auf. Infolge zahlreicher kleiner, scharf begrenzter Einschlüsse von Magneteisen wird sie stellenweise undurchsichtig. Im übrigen gleicht die Hornblende erster Generation der bereits bei den Hornblendetrachyten beschriebenen.

Die Hornblende zweiter Generation ist hier bedeutend größer ausgebildet als bei den bisher beschriebenen Hornblendetrachyten. Nach dem Pleochroismus zu urteilen, scheint Aktinolith vorzuliegen, zu dem sich wenig Kossyrit gesellt. In diesem Vorkommen zeigt die Hornblende auf prismatischen Schnitten Spaltbarkeit, gegen die die Auslöschungsschiefe ca. 16° beträgt.

Magneteisen findet sich nur spärlich in der Grundmasse.

4. Andesitische Gesteine.

Die Andesite haben in Kamerun eine geringe Verbreitung. Während unter dem von Guillemain reichlich gesammelten Material nach der Untersuchung von Klautzsch überhaupt keine Andesite sich befanden, sammelte Hassert andesitische Gesteine. Nach ihrer Struktur und ihrem farbigen Gemengteil zerfallen sie in:

a) Andesit:
   α) Augitandesit: von Mbonemoin,
   β) Hypersthenandesit: vom Manengubasee;
b) Trachyandesite:
   1. vom Schuma-Bach,
   2. von der Straße Bare-Mbo, nördlich von Boedu,
   3. vom Vulkankegel Mankwa.

a) Andesit.

α) Augitandesit.

Es ist ein braunrot gefärbtes, kavernöses Gestein mit vielen makroskopisch wahrnehmbaren, prismatisch ausgebildeten Feldspäten, das infolge seines geringen Gehaltes an Olivin und seiner hyalopilitischen Struktur schon zu den Basalten überzuleiten scheint.

Die Grundmasse besteht aus einem filzigen Gewebe von Feldspatmikrolithen, reichlich Magneteisen und farblosem Glas.

Die Plagioklaseinsprenglinge, die nach ihrer symmetrischen Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingslamellen dem Andesin angehören, sind z. T. idiomorph, z. T. stark chemisch korrodiert. Sie enthalten keine Einschlüsse, sind aber durch Infiltration von Eisenhydroxyd hellbraun gefärbt.

Die einschlußfreien intratellurischen Augitausscheidungen werden mit blaßgrüner Farbe durchsichtig. Infolge magmatischer Korrosion sind sie bis zur Eiform gerundet.

Gelegentlich trifft man auch größere gerundete Ausscheidungen von Magneteisen und Pyrit an. Die selten auftretenden Olivinkörner sind stark in Eisenhydroxyd umgewandelt.

β) Hypersthenandesit.

Dieser Hypersthenandesit ist ein schmutziggraues, dichtes Gestein, in dem man viele kleine Feldspatausscheidungen aufblitzen sieht.

Die Struktur ist holokristallin porphyrisch. Seine Grundmasse besteht aus einem panidiomorph-körnigen Gemenge von mehrfach verzwillingtem Plagioklas, Augit, Hypersthen und reichlich Apatit.

Der Feldspat ist Labrador. Er ist wasserklar, verzwillingt nach dem Albit- und Periklingesetz, und reich an zentral angehäuften kleinen Einschlüssen. An größeren Interpositionen findet man Apatit, Hypersthen, Magneteisen und farbloses Glas, das die Individuen stellenweise netzartig durchzieht.

Die Hypersthеneinsprenglinge weisen keine deutliche Kristallform auf. Infolge ihrer Umwandlung in ein braunes Produkt haben sie ihren Pleochroismus verloren. Sie enthalten reichlich Eisenerz, farbloses Glas und Grundmasse als Einschluß. Randlich sind sie umgeben von einem achtseitig umgrenzten Saum von Augit. Da der Augit als intratellurische Ausscheidung fehlt, handelt es sich um eine Parallelverwachsung von Hypersthen erster Generation und Augit zweiter Generation..

b) Trachyandesit.

Außer den Andesiten trifft man in Kamerun noch Trachyandesite an. Es sind dunkel gefärbte Gesteine, die in einer dichten Grundmasse Einsprenglinge von Plagioklas und Augit führen.

Ihre Grundmasse besteht aus mehrfach verzwillingten Feldspatleisten von Andesin.

Die idiomorphen Plagioklaseinsprenglinge sind Labrador. Neben Zwillingen nach dem Augitgesetz beobachtet man auch Kombinationen von Albit- und Bavenoer Gesetz. Einige Ausscheidungen haben eine randliche Zone von Sanidin.

Der Augit ist durch chemische Korrosion an den Ecken und Kanten gerundet, er wird mit blaßgrüner Farbe durchsichtig. An einer Stelle zeigt er eine lamellare Zwillingsbildung, deren Nähte dem Doma parallel gehen. Der Augit der Effusivperiode hat hier und da Kristallform. Als Übergemengteile kommen nur Magneteisen und Pyrit in Betracht. Sie sind in der ganzen Grundmasse zerstreut, nur gelegentlich heben sie sich durch ihre Größe aus ihr heraus.

5. Diabas.

Auf seiner Expedition berührte Hassert auch zwei Vorkommen von Diabas, von denen sich das eine in Bakossi, das andere im Manenguba-Gebirge befindet. Von dem erstgenannten

Vorkommen, das sich von dem letzteren durch seinen Mangel an Olivin unterscheidet, wurden zwei, von dem anderen 4 Gesteinsproben untersucht.

a) Olivindiabas.

Ein ausgedehntes Vorkommen von Olivindiabas findet sich im Manenguba-Gebirge. Schon Dr. Esch[1] beschreibt das zwischen Ninong und dem Epocha-Krater etwa 200 m unter dem Niveau des Kraterbodens anstehende Gestein. Die von mir untersuchten Stücke dieses Vorkommens entstammen dem Aufstieg von Mueba (Ninong) zum Epocha-Krater, dem isolierten Spitzberg im Epocha-Krater, dem Mboruku-Gipfel und dem oberen Rand des Epocha-Kraters beim Aufstiege von Vidum.

Hinsichtlich ihres äußeren Habitus herrscht unter diesen Gesteinen große Übereinstimmung. Andererseits stimmen sie auch mit dem von Dr. Esch beschriebenen Vorkommen gut überein.

Es sind mittelkörnige, hellgrau gefärbte Gesteine, die z. T. durch Eisenhydroxyd braunrot gefärbt sind. Den Hauptgemengteil bildet der Feldspat in meist prismatischer Ausbildung. Er ist weiß und seine Größe schwankt zwischen 0,2 und 0,5 cm. Der Kieselsäuregehalt des Gesteins beträgt 51,75 %.

U. d. M. zeigt das Gestein die für den Diabas typische ophitische Struktur.

Der Plagioklas ist zonar gebaut und nach dem Albitgesetz verzwillingt. Auf den Spaltrissen ist er durch Eisenhydroxyd braunrot gefärbt. Er ist reich an Einschlüssen von Olivin, Eisenerz, Augit und Apatit. Nach seiner Auslöschungsschiefe, die auf dem seitlichen Pinakoid ca. 23° betrug, gehört er dem Labrador an.

Der Augit entbehrt als Mesostasis jeder kristallographischen Begrenzung. Er scheint dem Diallag nahe zu stehen. Neben einer vollkommen ausgebildeten Spaltbarkeit beobachtet man in einigen Fällen eine unvollkommene Spaltbarkeit, deren Risse ungefähr aufeinander senkrecht stehen.

Der Olivin wird mit graugrüner Farbe durchsichtig. Er besitzt keine kristallographische Begrenzung. Bald ist er gut erhalten, bald bis auf geringe Reste in ein dunkelbraunrotes Produkt

---

[1] Beiträge zur Geologie von Kamerun. 1904. p. 72.

umgewandelt. Die rote Farbe des Gesteins stammt aus seinen Zersetzungsprodukten.

Akzessorisch treten auf scharf begrenzte Nadeln von Apatit, die den Feldspat und Augit durchsetzen, Magneteisen und Pyrit und selten Zirkon.

Von mir wurde das Mineral, das Dr. Esch folgendermaßen beschreibt, nicht beobachtet:

„Außer Augit und Olivin führt das Gestein noch eine beträchtliche Menge 2—5 mm lange und 0,05—0,2 mm breite, tiefschwarze, vollkommen undurchsichtige, vielfach skelettförmige Nadeln, die die Augit- und Feldspatkristalle unbehindert durchsetzen; sie gehören offenbar zu den ältesten Ausscheidungen; ihr Altersverhältnis zum Olivin konnte nicht festgestellt werden. Metallglanz fehlt ihnen vollkommen; wahrscheinlich stellen sie ein in früherer Periode ausgeschiedenes, nachher, vielleicht nach erfolgter Eruption des Magmas nicht mehr bestandfähiges und daher zerfallendes Mineral der Glimmer- oder Hornblendegruppe dar."

Ich beobachtete ein unregelmäßig begrenztes, im Schliff dunkelbraun durchscheinendes Mineral, das im auffallenden Lichte vollständig schwarz erschien und einen metallischen Glanz aufwies. Ich halte es für Rhönit.

b) Olivinfreier Diabas.

Das feinkörnige Gestein am Ebemfluß ist ein olivinfreier Diabas. In der Hauptsache besteht es aus Feldspatleisten, die z. T. infolge der Verwitterung getrübt sind, wodurch Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung undeutlich werden.

Neben dem Plagioklas ist auch Biotit reichlich vertreten mit einem Pleochroismus von hellbraun nach dunkelbraun. Nicht selten ist er gebleicht oder in Chlorit umgewandelt. Biotitfetzen finden sich nicht selten als Einschluß im Eisenerz. Die kleinen gerundeten Augitausscheidungen sind z. T. wasserklar, z. T. in ein braunes, schwach doppelbrechendes Produkt umgewandelt.

Eisenerz in großen Ausscheidungen ist reichlich vorhanden. In den meisten Fällen ist es Titaneisen, das stellenweise vollständig in Leukoxen umgewandelt ist.

Apatit beobachtete ich reichlich als Einschluß im Feldspat und Biotit.

6. Basalt.

a) Plagioklasbasalt.

Unter den jüngeren Eruptivgesteinen Kameruns haben die Basalte die größte Verbreitung. In ihrem makroskopischen Bau zeigen sie einige Unterschiede, deren Grund in einer unter verschiedenen Verhältnissen erfolgten Erstarrung eines gleichartig zusammengesetzten Magmas zu suchen ist. Die von mir untersuchten Vorkommen stimmen mit den von Edlinger und Klautzsch gut überein. Sie sind dicht, porös, schlackig und auf den Bruchflächen unverwittert. Die Grundmasse ist dunkelgrau bis schwarz. Sie haben einen splitterigen Bruch und sind ungemein fest. Mit dem Hammer geschlagen geben sie Funken. Auffallend sind ihre zahlreichen, aber meist kleinen porphyrischen Gemengteile. Hinsichtlich ihres petrographischen Verhaltens gehören sie der Familie der Plagioklasbasalte an. Ihre Gemengteile sind Plagioklas, Olivin, Augit, Magneteisen. Man kann sie, wie Klautzsch schon erwähnt, einteilen in solche, die nur Olivin, solche, die Olivin und Plagioklas, und solche, die Olivin und Augit als Einsprenglinge enthalten. Wesentliche Unterschiede in den die Basalte zusammensetzenden Mineralien bestehen nicht. Darum seien diese zusammenhängend behandelt. Der petrographischen Untersuchung schicke ich eine kurze makroskopische Beschreibung der einzelnen Vorkommen voraus. Ein eigenartiger Hornblendebasalt wird am Schluß für sich beschrieben. Bei der makroskopischen Darstellung wird unterschieden zwischen

α) Plagioklasbasalt im engeren Sinne,
β) Anamesit,
γ) Dolerit.

I. Makroskopische Beschreibung.

α) Plagioklasbasalt im engeren Sinne.

Zu dieser Gruppe gehören meist dichte Gesteine mit mehr oder weniger porphyrischen Ausscheidungen. Dunkel gefärbt sind die einsprenglingslosen Vorkommen an der Talmulde von Jangua in Bapit und an der Plateaufläche von Dschang. Ein helleres Aussehen haben die Plagioklasbasalte vom Elefantensee, wo in einer dichten Grundmasse mit wenigen, aber recht großen Blasenräumen kleine Körner von Olivin liegen.

Größer werden die Olivinausscheidungen in dem dichten, fast schwarzen Gestein an der Straße von Baji nach Ekumbi. Von diesem Fundort liegen zwei Handstücke vor, von denen das eine kleine, das andere reichlich Einsprenglinge von Olivin und Feldspat enthält.

Reichlich ölgrünen Olivin trifft man in dem dunkelgraublauen Vorkommen in der Nähe des großen Marktplatzes von Batscham an.

Blaßgrüngelb ist der Olivin in dem dunklen Gestein südlich von der Mungobrücke bei Kokobum.

Dunkelgrau ist der Basalt an dem Waldtalfluß zwischen Djilesso und Njuve. Neben kleinen glänzenden Augitausscheidungen enthält er auch Olivin, der an einzelnen Stellen bis zu 1 cm groß wird. Kleine glänzende Feldspateinsprenglinge beobachtet man in dem schwarzen Basalt zwischen Mejao und dem Dorf Abonga in Bakossi.

Augit als Einsprengling findet sich in dem hellgrauen Gestein an dem Bach vor Bockemtumba im Nlonakogebiet und in dem kavernösen Basalt zwischen dem Dorf Ebonanga und dem Ehenebach. In dem letzten Vorkommen hat sich Pyrit als sekundäre Neubildung in den Poren abgesetzt.

Von den Basaltschlacken, die man wohl auch unter diese Gruppe reihen kann, liegen zwei Proben vor, und zwar eine dichte dunkelgraue mit gekröseartiger Oberfläche aus der rechten Tuffwand des Ndü-Sees mit Neubildung von Pyrit und kleinen weißen Flecken als Anzeichen der beginnenden Verwitterung und die mit vielen Poren durchsetzte, durch große Feldspatausscheidungen porphyrisch ausgebildete Schlacke vom großen See des Epochakraters.

β) Anamesit.

Anamesit findet sich 1 km westlich von Bambui, am Towe-Bach im Balunduland, am Lisonaufer des Sodensees, am Wege von Barombi nach Bekundo, am Bache unterhalb des Bergrückens Esume, am Senkungsfelde vom Bambulue, am Steilaufstieg von Esal nach Bandu, am Mauwe-See, am Bambutoberg und als Einschluß im Lehm am Wege nach Baigam 1 km südsüdwestlich von dem Marktplatze Batje. Das letzte Stück wird begrenzt von vier Flächen, wahrscheinlich Ablösungsflächen, die ihm das Aussehen einer kleinen Basaltsäule geben.

Die Anamesite sind feinkörnige, grau bis dunkelgrau schwarze Gesteine mit vereinzelt auftretenden Blasenräumen. Man erkennt wohl hier und da mit den Augen kleine Einsprenglinge, die aber wegen ihrer geringen Größe nicht identifiziert werden konnten.

γ) Dolerit.

Die Basalte im Balluegebirge am Blangibach, 2 km von Mboedu an der Bachschlucht, am Mbweflusse, kurz vor Ebe, am Steilaufstiege vom Ndse-Fluß bei Fotomena, 400 Schritte von dem steileren Rücken am Wege nach Mao-dari und am letzten Dorfkomplex von Defang sind Dolerite. Sie enthalten als Einsprenglinge alle Feldspat, Augit, Olivin und Eisenerz. Der Feldspat kommt in meist tafeliger Ausbildung vor mit guten, dunkel glänzenden Spaltflächen und scharf kristallographischer Begrenzung.

Dem Feldspat sehr ähnlich ist der Augit. Er unterscheidet sich von diesem durch seine unvollkommenere Spaltbarkeit. An Menge bleibt er hinter dem Feldspat zurück, und seine Kristalle sind meistens kleiner.

Reichlich tritt der Olivin auf, dessen Ausscheidungen bis zu 1 cm groß werden. Er ist ölgrün gefärbt, brüchig, zerklüftet und von undeutlicher kristallographischer Begrenzung.

Die Ausscheidungen von Magneteisen und Titaneisen sind klein und nicht in großer Menge vorhanden.

II. Mikroskopische Untersuchung.

α) Feldspat.

Über zwei Drittel des ganzen Gesteins bestehen aus wasserklarem Plagioklas. Er kommt in zwei Generationen vor. Unter den ihn begrenzenden Flächen findet man hauptsächlich 0P, $\infty P\bar{\infty}$, $\infty P\dot{\infty}$.

Nach der Auslöschungsschiefe von 22—27° auf dem seitlichen Pinakoid und nach der symmetrischen Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingslamellen zu urteilen, steht der Feldspat dem Labrador nahe. In einigen Fällen war die Auslöschungsschiefe bedeutend größer. Sie betrug bis zu 32°. Es handelt sich in diesem Falle wohl um Anorthit.

Unter den Zwillingsgesetzen hat das Albitgesetz die weiteste Verbreitung. Nur an einer Stelle fand ich eine Zwillingsbildung nach dem Bavenoer Gesetz. Zwillingsbildungen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz oder Albit- und Bavenoer Gesetz und nach

dem Periklingesetz sind nicht gerade selten. Daneben beobachtet man auch Durchwachsungs- und Durchkreuzungszwillinge und sternförmige Verwachsungen nach anderen Gesetzen.

In vielen Fällen hat es den Anschein, als ob die Zwillinge nach dem Albitgesetz eine Folge von Druckerscheinungen wären, worauf der unregelmäßige Verlauf der Zwillingslamellen und die teilweise undulöse Auslöschung schließen lassen.

Einige größere Einsprenglinge zeigen überhaupt keine Zwillingsbildung und gleichen so dem Sanidin. Mikrochemische Reaktionen mit HF ergaben aber nur Na- und Ca-Reaktionen.

Häufig haben die Feldspäte einen zonaren Bau, der aber erst bei + Nicols zu erkennen ist. Die Zonen gehen immer der äußeren Umrandung parallel, und an ihrer wechselnden Auslöschungsschiefe erkennt man ihre verschiedenartige chemische Zusammensetzung.

Neben einer gut ausgebildeten Spaltbarkeit beobachtet man auch Querabsonderungen senkrecht auf $\infty P\bar{\infty}$ und 0P, die sich in gebuchteten Linien zu erkennen geben.

Mannigfaltig sind die Einschlüsse, die der Feldspat enthält. Bald liegen sie regellos im Kristall, bald treten sie nur peripherisch auf, bald sind sie zentral angehäuft.

Sehr häufig ist eine gesetzmäßige Verwachsung der Feldspäte mit farblosem Glas. Da der Feldspat und das Glas denselben Brechungsexponenten haben, so lassen sich beide erst bei + Nicols erkennen. Nur die Ecken bestehen noch aus Feldspat, der größte Teil des Kristalls aus farblosem Glas. In anderen Fällen ziehen Kanäle von farblosem Glas durch die Plagioklase.

Nur an wenigen Stellen wird bei den Feldspäten eine Neubildung von chloritischer Substanz wahrgenommen.

Der Feldspat der Effusivperiode zeigt sich meist in Form von Leisten in schön fluidaler Anordnung. Die Zwillingslamellierung, die nur aus wenigen, meist aus zwei Lamellen besteht, geht den Längsflächen parallel; Spaltrisse und Einschlüsse und chemische Korrosionen wurden nicht beobachtet.

β) Augit.

Der Augit tritt wie der Feldspat in zwei Generationen auf. Nur selten ist die Erscheinung, daß er der Effusivperiode allein angehört. Seine Ausscheidungen werden, soweit sie nicht magmatisch korrodiert sind, begrenzt von $\infty P\bar{\infty}$, $\infty P\infty$, ∞P.

Ausgezeichnet sind die Zwillingsbildungen, die nach den verschiedensten Gesetzen erfolgt sind. Am häufigsten ist die Erscheinung, daß eine Reihe von Lamellen einem größeren Individuum nach $\infty P\infty$ eingeschaltet sind. In anderen Fällen besteht der senkrecht zur c-Achse getroffene Schnitt unter Beibehaltung seines achtseitigen Umrisses aus zwei Hälften, die zu gleicher Zeit auslöschen und deren Zwillingsnaht den Prismenwinkel halbiert. Neben Durchkreuzungszwillingen, die nur vereinzelt auftreten, ist oft ein kleines Individuum in ein größeres halb eingesenkt.

Der Augit erster Generation wird im Schliff mit brauner Farbe durchsichtig. Sein wechselnder Titangehalt tut sich kund durch einen zonaren Bau und durch die sogen. Sanduhrstruktur. Sie geben sich aber erst durch ihre verschiedenen Interferenzfarben zwischen + Nicols zu erkennen.

An Einschlüssen enthält der Augit Eisenerz, Apatit, Grundmasse und farbloses Glas.

Neben dem braunen Augit, der sich in meist gut begrenzten Kristallen ohne Zwillingsbildung und Einschlüsse in der Grundmasse findet, beobachtet man auch äußerst kleine, scharfkantige Nädelchen von grünem Augit mit hohen Interferenzfarben und großer Auslöschungsschiefe.

γ) Olivin.

Wie schon aus der makroskopischen Beschreibung hervorgeht, ist der Olivin in den Basalten reichlich vertreten. Seine großen Ausscheidungen sind stark magmatisch korrodiert. Im Schliff ist er farblos und zeigt durchweg hohe Interferenzfarben. An Einschlüssen enthält er Spinell, Apatit und farbloses Glas. Einige Individuen sind einschlußfrei.

Zwillingsbildungen wurden nicht beobachtet, doch lagern sich öfters mehrere Körner anscheinend ohne irgend eine Gesetzmäßigkeit nebeneinander.

Von den Umwandlungserscheinungen trifft man am häufigsten die Serpentinisierung an. In anderen Fällen umgibt sich der Olivin mit einer intensiv braunrot gefärbten Schicht, die auf Kosten des Olivins wächst und im Innern einen mehr oder weniger großen wasserklaren Kern von Olivin beherbergt. Eine weitere Umwandlungserscheinung, die jedoch bedeutend seltener ist, zeigt sich in Form eines nur randlich auftretenden pleochroitischen

Produktes, das dem Biotit in seinem Verhalten sehr ähnlich ist. Es handelt sich wahrscheinlich um Iddingsit.

Der Olivin der Grundmasse ist nur in wenigen Fällen kristallographisch begrenzt. Seine gerundeten Körner sind meist serpentinisiert oder braunrot gefärbt.

δ) Die Übergemengteile.

In den Basalten findet sich Magneteisen in großer Menge, sowohl in der Grundmasse als auch als Einsprengling in gut ausgebildeter Oktaederform. Daneben kommt auch Pyrit vor mit häufigen Einschlüssen von Glaseiern. Immer enthalten die Basalte auch Titaneisen, das in einigen Fällen, wie eine mehrstündige Behandlung des Schliffes mit H Cl ergab, unter dem Eisenerz vorherrschend wird.

Der Apatit ist immer wasserklar und zeigt eine gut ausgebildete kristallographische Begrenzung.

ε) Die Grundmasse.

Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Augit, Eisenerz, Olivin und farblosem Glas, so daß ihre Struktur als hypidiomorphkörnig bezeichnet werden muß.

Nur in wenigen Vorkommen, wie am Elefantensee und am Senkungsfelde von Bambulue, ist das Glas so reichlich vertreten, daß man diese Basalte als Basaltvitrophyr bezeichnen kann.

Das Bindemittel zwischen einzelnen Feldspatleisten scheint in einigen Fällen Sanidin zu sein. Dafür spricht die Interferenzfarbe, die schwache Lichtbrechung und das Verhalten gegen H Cl.

b) Hornblendebasalt.

Zum Schluß sei noch ein Gestein beschrieben, das seiner petrographischen Beschaffenheit nach zu den Basalten zu stellen ist. Das hellgraue bröckelige Gestein läßt makroskopisch nur Hornblende erkennen.

Seine Grundmasse besteht aus kleinen Feldspatleisten, Eisenerz, Eisenhydroxyd, Augit und farblosem Glas.

Der Feldspat gehört nur der Effusivperiode an. Er ist gut begrenzt und wasserklar.

Die großen Hornblendeausscheidungen sind stellenweise stark chemisch korrodiert. Sie besitzen einen intensiven Pleochroismus:

a = hellgrüngelb,
b = dunkelbraunrot,
c = hellgrüngelb.

Immer ist die Hornblende von einem breiten schwarzen Opacitsaum umgeben, der sich auf Kosten der Hornblende gebildet hat und bei den kleineren Individuen den ganzen Kristall einnimmt.

Im Innern des Kristalls beobachtet man nicht selten farbloses Glas.

Der Augit wird mit schwach grüner Farbe durchsichtig. Seine Einsprenglinge sind, wenn man von geringen chemischen Korrosionen absieht, idiomorph ausgebildet.

Der Olivin findet sich in meist gerundeten Körnern, die bis auf geringe Reste in Eisenhydroxyd umgewandelt sind.

Während Titan- und Magneteisen in größeren Ausscheidungen reichlich vorhanden sind, tritt das Eisenerz in der Grundmasse stark in den Hintergrund.

Gelegentlich beobachtet man in der Grundmasse Hypersthen mit einem kaum merklichen Pleochroismus von hellgrün nach hellrosa.

7. Pyroxenit.

Der schmutzig graugrüne Pyroxenit von Fombasi besteht im wesentlichen aus farblosem Augit, dessen große gerundeten Körner ohne Kittmasse nebeneinanderliegen. Zum großen Teil ist der Augit in Epidot mit schwachem Pleochroismus umgewandelt. Die grüne Farbe des Gesteins rührt von der Epidotbildung her.

Die Hornblende, ebenfalls ohne kristallographische Begrenzung, zeigt einen deutlichen Pleochroismus von hellgrüngelb nach dunkelgrün. Sie ist, wie der Augit, einschlußfrei.

Reichlich und in großen Ausscheidungen trifft man Apatit an, der als ältester Gemengteil eine idiomorphe Ausbildung hat.

Plagioklas und Titaneisen sind in ganz geringer Menge vertreten.

Der Sattel des Tukusuarückens ist ebenfalls ein Pyroxenit. Die großen gerundeten Augitkörner liegen ohne Bindemittel nebeneinander. Zum größten Teil haben sie sich in pleochroitische, faserige Hornblende umgewandelt. Größere Augitausscheidungen beherbergen nicht selten kleinere Einschlüsse von Pyroxen, die im Gegensatz zu dem Wirt uralitisiert sind.

Wasserklare, einschlußfreie Ausscheidungen von Orthoklas und Quarz sind nur in geringer Menge vertreten.

8. Peridotit.

Das hellgrüne körnige Gestein am Aufstieg zum kleinen Ndü-See besteht hauptsächlich aus einschlußfreiem Olivin, der im Schliff farblos wird, idiomorph ausgebildet ist und gute Spaltbarkeit aufweist.

Der Augit ist ohne kristallographische Begrenzung, farblos und frei von Einschlüssen.

Außerdem werden noch größere xenomorphe, im Schliff mit brauner Farbe durchsichtig werdende Ausscheidungen von Picotit angetroffen.

9. Tuff.

Der Trachyttuff von den letzten Häusergruppen von Bafu Fondong ist ein hellgrün—gelbliches Gestein mit vielen Einsprenglingen von glasigem Feldspat, kleinen Einschlüssen von Nebengestein und einigen Mandelräumen.

U. d. M. beobachtet man in einem opalartigen Bindemittel Kristalle, gerundete Körner und Bruchstücke von wasserklarem Sanidin, spärlich Plagioklas, Quarz und Pyrit.

Die Mandelräume sind von Chalcedon ausgefüllt, und die Einschlüsse des Nebengesteins bestehen aus kleinen Schieferstücken.

II. Kristalline Schiefer.

Von den kristallinen Schiefern werden in vorliegender Arbeit nur wenige Vorkommen behandelt, und zwar sind es Gneise, unter denen man zwei Typen unterscheiden kann. Es sind entweder körnige Gesteine mit einer deutlichen schieferigen Struktur, oder sie sind gebändert mit augenartigen Einsprenglingen von Feldspat, sogen. Augengneise.

Ihre Bestandteile sind Feldspat, Quarz und Glimmer, von denen der letztere durch Hornblende ersetzt werden kann.

Zu den Biotitgneisen, die man auch wegen ihres körnigen Habitus als Granitgneis bezeichnen kann, gehört das bröckelige Gestein zwischen dem Bach Mejao und dem Dorf Abonga im Bafarami-Gebirge, das hellgraue westlich vom Nsob und dem Steilrand des Senkungsfeldes von Ntscheinj kurz vor dem Einsetzen des Trachytes, und ferner die beiden Augengneise, von

denen sich das hellgrüngraue, mit feiner Bänderung als Geröll im Ndso-Bach findet, das andere grünlichgraue mit breiten dunkleren und helleren Bändern als anstehendes Gestein an dem sanften Plateau zwischen Bandam und Banking vorkommt.

Bei dem erstgenannten sind die augenartigen Feldspatausscheidungen nur selten, während sie bei dem anderen reichlich vorkommen und stellenweise eine Größe von ca. 2 cm erreichen. In beiden Fällen sind sie durch Eisenhydroxyd braunrot gefärbt.

Ein Amphibolgneis ist das dunkle Gestein, $\frac{1}{2}$ km östlich von dem Dorfe Bolo. Den Hauptbestandteil bildet schwarze, gut spaltende Hornblende.

U. d. M. beobachtet man mit Ausnahme bei dem Amphibolgneis, daß wasserklarer Feldspat den Hauptbestandteil des Gesteines bildet. Es ist meist Orthoklas, zu dem sich selten Mikroklin und Plagioklas gesellt.

Der Feldspat kommt in verschiedensten Größen vor. Bald liegen mehrere Körner nebeneinander ohne bestimmte Gesetzmäßigkeit, und ihre Begrenzung wird durch einen feinen Saum von Eisenhydroxyd markiert, bald bilden sie mit Quarz zusammen im einfach polarisierten Lichte ganze, einheitlich aussehende Gneispartien mit geringen farbigen Gemengteilen, die sich zwischen + Nicols infolge ihrer verschiedenen optischen Orientierung in zahlreiche kleine, scharfkantige, mosaikartig zusammenliegende Individuen auflösen. Besonders beobachtet man diese Erscheinung an den Gneisen westlich von Nsob am Bango-Wege und an den farblosen Bändern in den Augengneisen.

Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz und eine gut ausgebildete Spaltbarkeit sind selten.

Infolge dynamischer Einwirkung löscht der Feldspat undulös aus und einige seiner Individuen sind gequetscht.

Plagioklas tritt reichlich in dem Hornblendegneis auf. Es ist meist Labrador.

An Einschlüssen enthält der Feldspat wenig Eisenerz, Fetzen von Biotit und Hornblende und Apatit.

Der Quarz findet sich stellenweise reichlich. Seine zuweilen linsenartig zusammengedrückten Körner löschen undulös aus.

Der Biotit liefert in allen Fällen vollständig unbegrenzte Schnitte. Stellenweise hat er einen kräftigen Pleochroismus,

stellenweise ist er gebleicht; in dem Vorkommen zwischen dem Bach Mejao und dem Dorf Abonga ist er in Brauneisen umgewandelt. In den Augengneisen bilden zahlreiche kleine Körner von Biotit mit Titaneisen bezw. Leukoxen die dunklen Bänder.

Die Hornblende ist in allen Fällen ohne idiomorphe Ausbildung. Sie hat einen starken Pleochroismus:

$\mathfrak{a}$ = hellgrüngelb
$\mathfrak{b}$ = grün
$\mathfrak{c}$ = dunkelgrünblau.

Sie bilden meist größere, regellos nebeneinanderliegende, zusammenhängende Komplexe von mehreren Individuen, deren Zwischenräume durch Feldspat ausgefüllt werden. An Einschlüssen enthält sie reichlich Magneteisen und Apatit.

Die großen Ausscheidungen von Magneteisen sind gut begrenzt von $\infty O \infty$, O. Z. T. sind sie in der Weise miteinander verwachsen, daß eine Ecke in eine Fläche hineingewachsen ist und so drei oder vier größere Kristalle ein zusammenhängendes, kettenartig aussehendes Ganzes bilden.

Idiomorphe Ausscheidungen von Apatit und Zirkon treten nur stellenweise auf.

In dem Gneise östlich von Bolo findet sich auch Epidot mit schwachem Pleochroismus.

Chlorit als Neubildung aus Feldspat wurde nur hier und da angetroffen.

III. Sedimente.

1. Quarzitsandstein.

Ein Quarzitsandstein findet sich unweit des Ufers des Moine-Baches im Nlonako-Gebiet als ein hellgraues Gestein. U. d. M. erkennt man in einem kieseligen Bindemittel kleine eckige Körner von Quarz, Feldspat und Biotit.

2. Jaspis.

Unter den Handstücken befand sich ein schmutzigrot aussehender Jaspis mit splitterigem Bruch, dessen Oberfläche durch Wüstenschliff geglättet ist. Im Schliff reagierte das Gestein, das von der Steilstufe beim Abstieg vom Kogam ins Mu-Tal stammt, nicht auf polarisiertes Licht.

Verwitterungserscheinungen[1].

Alle Handstücke, mit nur ganz wenigen Ausnahmen, waren mit einer mehr oder weniger dicken, braunroten Schicht überzogen, die im Gegensatz zu dem Gestein bröckelig ist und mit dem Fingernagel zu Pulver verrieben werden kann. Der Grund der Veränderung liegt in einer Abspaltung der Kieselsäure, wie die SiO_2-Bestimmung des von mir als Orthophyr bezeichneten, mürben, stark tonig riechenden Gesteins von Befenge ergab. Sie betrug nur 35,92 %.

Die Analyse[2] des Trachyts von Foto ergab:

	für das frische Gestein	für die $1\frac{1}{2}$ cm dicke Verwitterungsschicht
SiO_2	60,70	55,21
Al_2O_3	16,56	17,68
FeO	11,81	15,44
$Na_2O + K_2O$	9,73	10,37
H_2O	0,78	3,73

Mn O, Ca O, Mg O wurden nicht bestimmt.

Da das Gestein fast ganz aus Feldspat besteht, so erfolgt seine Verwitterung, wie aus der Analyse hervorgeht, in einer Abspaltung von Kieselsäure und Wasseraufnahme. Es wandelt sich der Feldspat wahrscheinlich zuerst in ein wasserhaltiges Aluminiumsilikat und schließlich bei weiterem Verlust der Kieselsäure in Hydrargillit.

Die braunrote Farbe der Gesteine rührt nicht von dem in ihnen enthaltenen Eisenerz her, sondern aus der Zersetzung Fehaltiger Silikate, von denen der Biotit am leichtesten zersetzt wird, wie ich dies an dem Biotittrachyt zu beobachten Gelegenheit hatte. Geringe Mengen von Fe_2O_3 genügen schon (2—3 %, wie die Analyse ergab), um ein Gestein intensiv braunrot zu färben.

Magneteisen und Titaneisen setzen der Verwitterung energischen Widerstand entgegen. Man findet ihre Ausscheidungen noch unverändert in den Verwitterungsschichten.

---

[1] Vergl. Abh. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1909—1910. p. 246 ff.

[2] Die Analyse besorgte mir Herr Dipl.-Ing. A. Debuch, Assistent an der Techn. Hochschule zu Charlottenburg.

Zusammenfassung.

Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Gesteine stammen aus dem kristallinen Bruchgebiet und aus dem gebirgigen Hochland.

Mit den bereits aus diesen Gebieten untersuchten Gesteinen zeigen sie gute Übereinstimmung.

An neuen Gesteinsarten wurden Liparite und andesitische Gesteine beschrieben.

Eigenartig ist das Auftreten von Hornblende zweiter Generation in Trachyten mit und ohne Hornblende erster Generation, und zwar von Kossyrit, Riebeckit, Aktinolith und Arfvedsonit, von denen der letztere in kleinen Ausscheidungen wegen seiner dunklen Eigenfarbe dem Eisenerz sehr ähnlich ist.

Die Verwitterung der Feldspäte erfolgt durch Abspaltung von Kieselsäure und Wasseraufnahme.

Von den Mineralien verwittert am leichtesten der Biotit, von den Gesteinen diejenigen, die ihn als Gemengteil führen.

Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden).

Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine.

Von

Wilhelm Freudenberg in Göttingen.

Mit Taf. VIII—XII.

I. Der Trias-Gneis-Kontakt.

Die alpinen Zentralmassive sind, solange man Alpengeologie treibt, ein Gegenstand eifriger Nachforschung gewesen.

Man hatte sie im Beginn des 19. Jahrhunderts für primäre Intrusivmassen gehalten und mit den „Erhebungskrateren" A. v. Humboldt's und L. v. Buch's in Verbindung gebracht. Dann kamen Zeiten, in denen man sie für tiefes Grundgebirge hielt, also mit der archäischen Gneisformation identifizierte. Die in den deutschen Mittelgebirgen gewonnenen Anschauungen der Kontakt- und Regionalmetamorphose lehrten in der Folgezeit den Alpengeologen, daß viele Granite und Gneismassive der Zentralalpen kein höheres wie carbonisches bis permisches Alter besitzen, eine Annahme, zu der vor kurzem J. Königsberger[1] für das Tessiner Gneismassiv sich bekannt hat. F. Becke[2] gelangte hinsichtlich des Altersverhältnisses von Hochstegenkalk (Steinmann sucht sein tithonisches Alter zu verteidigen) zum Zentralgneis der Tauern zu dem Schlusse: „Will man das mesozoische Alter des Hochstegen-

[1] Siehe unten.

[2] F. Becke, Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. Dies. Jahrb. 1910. II. -423- (Ref.) Die Originalarbeit ist erschienen in: Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. 1. 117. 1908.

kalkes vertreten, so muß man die Intrusion des Zentralgneises in die Zeit nach dem Mesozoicum verlegen. Hält man aber den Zentralgneis und seine Intrusion für alt, so muß es auch der Marmor der Silbereckscholle und Hochstegenkalk sein."

W. Salomon spricht sich in: „Über Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen (1897)" für ein tertiäres Alter der körnigen Gesteine innerhalb des Dinaridengürtels aus. Der Verfasser jener Arbeit möchte nichtsdestoweniger der Meinung vieler Geologen hinsichtlich des ausschließlichen Gebundenseins der „jungen" Intrusiva an die genannte Zone entgegentreten, so lange nicht von Fall zu Fall die Altersfrage gelöst ist.

Die dynamometamorphen Prozesse der älteren Tertiärzeit müssen notgedrungen in den Zentralalpen vielerorts die kontaktmetamorphen Bildungen unkenntlich gemacht haben, wenn nicht doch gelegentlich, wie z. B. im Falle der Kalksilikathornfelse, fließend umhüllender Marmor solche primären Kontaktstrukturen erhalten hat. Ein eifriger Verfechter eines tertiären Alters vieler Gneismassive ist G. Klemm in seinen Untersuchungen an den sogen. Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Eine abschließende Arbeit von seiten dieses Forschers dürfen wir erwarten[1]. Bedeutungsvoll ist auch F. Hugi's: Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs, wie einem Referat in dies. Jahrb. 1910. II. p. 255—257 zu entnehmen ist. Während aber die Kalke, in welchen Kontaktminerale von Hugi beobachtet wurden, ein paläozoisches oder doch vortriadisches Alter haben, beschrieb jüngst E. Gutzwiller (Centralbl. f. Min. etc. 1912. No. 12. p. 354—361) „Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin", welche ein mesozoisches Alter besitzen sollen.

In einer kleinen Mitteilung: „Das mesozoische Alter des Adulagneises" (Ber. über die Vers. des oberrhein. geol. Vereins. 41. Vers. zu Ulm. April 1908. p. 61—68. Mit 3 Textfig.) versuchte ich für das Adulamassiv eine Altersbestimmung zu geben, welche zwischen der tertiären und der jungpaläozoischen vermittelte.

[1] Diese Arbeit wird in den Abhandlungen der Großherzogl. Hess. Geol. Landesanstalt erscheinen. Die Schweizer Geologen nehmen gegenüber Klemm eine zurückhaltende Stellung ein, denen sich auch Königsberger u. a. angeschlossen haben.

Die Profile, auf welche sich meine damalige Deutung stützte, liegen sämtlich in der Nähe der Bernhardinstraße, zwischen dem Dorf Hinterrhein und dem Bad San Bernadino (Siegfriedkarte der Schweiz, Blatt 505, Hinterrhein). Im August 1910 suchte ich die an genannter Stelle veröffentlichten Profile und mineralogisch-petrographisch wichtigen Fundstellen wieder auf, hierzu veranlaßt durch einen Angriff auf meine dort ausgesprochenen Deutungen von seiten des Herrn Dr. O. Wilckens, jetzt Professor in Jena.

Die bei meinen wiederholten Begehungen gemachten Erfahrungen sollen hier mitgeteilt werden und dem Leser möge das endgültige Urteil zu fällen überlassen bleiben.

O. Wilckens[1] erklärt an der Hand eines Schemas (l. c. p. 84 Fig. 2) die von mir beschriebene Wechsellagerung der Dolomite, Glimmerschiefer und Orthogneislagen als das Ergebnis einer intensiven Verfaltung. J. Königsberger[2], der die betreffende Stelle an der obersten Kehre der Bernhardinstraße gleichfalls besucht hat, möchte die von mir mitgeteilten Profile von der Marscholalp als „Einquetschungen und Einkeilungen von Gneis und Glimmerschiefer in Dolomit" deuten. Meine Auffassung von der Entstehung der genannten Wechsellagerung war nun die, daß die Orthogneisbänder als primäre Lagergänge im Bündener Schiefer zu deuten seien, daß aber das ganze Schichtsystem seine Paralleltextur erst zur Zeit der Alpenfaltung erhalten habe. Denn die Schieferung faßte ich als das Resultat einer Pressung auf, die der Intrusion bald nachgefolgt ist, während ich jetzt beide Vorgänge weit voneinander trennen möchte. Jedoch sind manche, mir erst 1910 bekannt gewordene, zuckerkörnige Aplite am Ostrande des Adulamassivs gar nicht mehr geschiefert, nur schwach gequetscht und von Kataklasen betroffen worden[3]. Den Gegen-

[1] Über Faltung im Adulagebirge (Graubünden). Dies. Jahrb. 1910. I. 79—90. Taf. 8—13 und Ref. über meine Arbeit ebenda p. -254—255-.

[2] Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner Massiv. Ecl. Geol. Helv. **10**. 6. 1909.

[3] Richtige, bis 2 m starke Verwerfungen beobachtete ich in den tieferen Partien der zweiten Runse, wenn man von der steinernen Rheinbrücke oberhalb Hinterrhein aus auf dem rechten Flußufer abwärts geht. Bei dieser kleinen Störung ist der Westflügel relativ gehoben, der Ostflügel ist abgesenkt. Es wäre zu untersuchen, inwieweit durch solche N.—S.-Verwerfungen die Heraushebung des Adulamassivs zu erklären ist.

satz zwischen diesen aplitisch-körnigen, oft miarolitischen Massen von Feldspat, hellem Glimmer[1] und Pyrit zu dem Augengneis kann man sich nicht verhehlen, wenn schon beide Gesteine in einer gewissen Abhängigkeit voneinander auftreten. So ist z. B. auf unserer Taf. X Fig. 2 ein glimmerschieferähnliches Gestein dargestellt, welches von weißen aplitischen Schnüren durchzogen ist. Eines dieser Bänder enthält in einem ganz dem abgebildeten entsprechenden Stück ein großes Feldspathaufwerk, vielleicht von einem alten granitporphyrischen Einsprengling herrührend. Es ließe sich die Anschauung verteidigen, daß die durch hohen Albitgehalt ausgezeichneten aplitischen Trümer und wohl auch die neugebildeten Albite im Glimmerschiefer ihre Entstehung einer völligen Umkristallisation des präexistierenden porphyrartigen Na-reichen Granitgneises zur Zeit der größten Alpenfaltung verdanken.

Zu ungunsten dieser letzteren Auffassung, einer dynamometamorphen Bildungsweise der aplitischen Bestandmassen und der spiegelnden Plagioklasaugen (Taf. X Fig. 2 oben), steht die Beobachtung, daß bei der zweiten Kehre der Bernhardinstraße, von der Rheinbrücke an gerechnet (südliches Ende der Schleife), der hier ziemlich unregelmäßig gebankte granitporphyrische Glimmergneis, unter teilweiser Beibehaltung seiner Paralleltextur, sekundär in einen miarolitischen Aplit umgewandelt wurde durch einen auf wässerigem oder dampfförmigem Wege vor sich gehenden Verdrängungsvorgang.

Die Bildung von zuckerkörnigen, aplitähnlichen Gesteinen im Bündner Schiefer überdauerte also die Hauptalpenfaltung und ist z. T. so jugendlichen Alters, daß Verbiegungen und Verdrückungen nur spurenweise an ihnen wahrzunehmen sind. Es handelt sich um Absätze heißer, Na-reicher Silikatlösung auf Klüften von bogiger Oberfläche (vergl. Taf. IX).

Betrachten wir die erwähnten Plagioklaskristalloblasten, wie sie uns auf Taf. X Fig. 2 entgegentreten, etwas genauer. Sie kommen in den bald glimmer-, bald carbonat-, bald quarzreichen Paragneisen vor, welche im „Runsenprofil" von granitporphyrischen Orthogneisbändern durchsetzt werden und von feinkörnigen, aplit-

[1] Es wäre zu prüfen, welchem der beiden von Wülfing (Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneisen des Rheinwaldhornmassivs. Ber. d. deutsch. chem. Ges. **19**. Heft 13) untersuchten Glimmer dieser Glimmer angehört.

ähnlichen Massen durchschwärmt sind. Die wasserhellen, durch ihre Zwillingsbildung als Plagioklase kenntlichen Feldspäte liegen mit ihren M-Flächen in der Ebene der Schieferung und scheinen von Einschlüssen ziemlich frei zu sein. Die Kristalldurchschnitte werden bis 5 mm lang und 1,5 mm breit und sind stets tafelig nach M ausgebildet. Neben der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz wurde eine solche nach dem Karlsbader Gesetz beobachtet auf stets unzerbrochenen, gut spiegelnden P-Flächen, welche im Querbruch des Gesteins sichtbar werden. Ihre Bestimmung als Albit bis Oligoklasalbit erfolgte auf optischem Wege an Dünnschliffen vermittelst der Methode der Grenzwerte der Auslöschungsschiefe in Schnitten der symmetrischen Zone. Sie wechselte von etwa 5—15° [1]. Die Doppelbrechung ist etwa so hoch wie bei Quarz (0,009 im Max.), der reichlich vorhanden ist. Die Lichtbrechung des Plagioklases ist viel kleiner als die des Quarzes und sogar als die des Kanadabalsams.

Wir haben oben schon die Entstehung der aplitischen, scheinbar gefalteten Adern und der Plagioklasaugen im Glimmerschiefer z. T. in die Zeit nach der Haupteinwirkung der gebirgsbildenden Kräfte verlegt und hätten als Begründung hierfür noch die schön spiegelnden Spaltflächen der Plagioklase anführen können, während die alten Feldspataugen der Augengneislagen zwischen den Schiefern in Haufwerke verschiedenartiger Plagioklase (Albit, Mikroklin), in Quarz, Epidot und Calcit zerfallen sind. Ich möchte nun eine Beobachtung anführen, welche mir es wahrscheinlich macht, daß die neu gebildeten Plagioklase im Glimmerschiefer doch auch während der gesamten Gesteinsmetamorphose, wie Becke sagt, im „riegen" Zustande des Gesteins und nicht erst nach Aufhören des Gebirgsdrucks sich gebildet haben.

Ein Karlsbader Zwilling des genannten Plagioklases ist in einem Dünnschliff so geschnitten, daß er etwa elliptischen Umriß besitzt. Der eine Pol der Ellipse ist abgerundet, der andere aber zugespitzt, ein Bild, wie es sich ergeben würde, wenn man ein Ei der Länge nach durchschneidet. Das stumpfe Ende wirkte nun wie der Bug eines Schiffes bei inmitten einer Brandung parallel gerichteten Glimmerblättern, welche den Kristall allseitig umfließen. An der gerundeten Stirnseite sieht man dieselben sich der flachen

[1] H. Rosenbusch, Mikr. Physiographie. I. 2. Taf. XIV. 4. Aufl.

Rundung des Vorderendes anschmiegen bis herab zum spitz ausgezogenen Hinterende. Dieses Anschmiegen erfolgt auf der linken Seite, während sich am rechten hinteren Ende die Glimmertafeln senkrecht auf die Feldspatgrenzfläche stellen. Statt also am spitzen Kristallende umzubiegen, behalten die senkrecht zu ihrer Tafelebene durchschnittenen Glimmerblätter ihre parallele Richtung bei und stehen nun senkrecht auf dem Gegenschenkel des spitzen Hinterendes, bis sie sich dem Vorderende wieder tangential anlegen. Somit durchschneidet unser Kristallkörper ein schräges System von Glimmerflasern und zwingt an seiner Stoßseite die Glimmer, ihn bogenförmig zu umfließen[1]. Im Kielwasser unseres Kristallschiffchens mußte sich während der Fließbewegung natürlich ein toter Raum bilden, der auch tatsächlich an dem spitzen Kristallende zu beobachten ist. Hier haben sich erst nachträglich chloritische Substanzen angesiedelt, in welche das spitze Hinterende frei hineinragt. Machen wir uns eine räumliche Vorstellung von dem Kristallhinterende, so haben wir uns eine kielförmige Schneide vorzustellen. Der Kiel ist nun so entstanden zu denken, daß sich fort und fort an den Stellen geringeren Druckes Kristallteilchen ausschieden, während am gegenüberliegenden stumpfen Ende des Kristalles Moleküle nach dem Riecke'schen Prinzip in Lösung gingen und eben dadurch die Abstumpfung des Vorderendes bewirkten. Aus derartigen Beobachtungen folgt, daß die Albitporphyroblasten während der Dynamometamorphose des Bündner Schiefers (durch stoffliche Zufuhr) entstanden sein können, innerhalb des plastischen Gesteins. Die wandernden Stoffe stammen aus dem Adulagneis.

Die oben erwähnten aplitähnlichen Bänder, welche den glimmer- und kalkschieferigen Gesteinen konkordant eingelagert sind, stehen in einem ursächlichen Zusammenhang mit einer ausgiebigen Feldspatisierung derselben glimmerschieferigen Gesteine. In Taf. X Fig. 2 ist dieser Zusammenhang deutlich zu erkennen, zumal auf der linken Seite des Bildes. Die rechte Bildhälfte, welche einen

[1] Die Erscheinung des Ausweichens von Glimmerblättchen in der Richtung des geringsten Druckes ist bekanntlich durch das Experiment leicht zu erhalten. Auch der Wachstumsdruck von säulenförmigen Turmalinkristallen in schwarzem Biotitschiefer (Mineralog. Institut in Tübingen) drängt die Glimmertafeln so zur Seite, daß sie wie eine Haube sein Säulenende umgeben.

Kalkschiefer aus der nächsten Nähe des links dargestellten Glimmerschiefers im angeschliffenen Querbruche wiedergibt, zeigt durch den nach der rechten Seite hin zunehmenden Glimmergehalt die Wesensverwandtschaft mit dem Glimmerschiefer. Auch die sekundär gebildeten Feldspäte finden sich in dem Kalkschiefer, da, wo sich ein höherer Glimmergehalt bemerkbar macht. Die Verschiebungsflächen und mit ihnen die Möglichkeit des Absatzes von albitreichem Plagioklas aus wässeriger Lösung sind vorwiegend an primäre Tonlagen gebunden, welche ihrerseits im Verlauf der Gesteinsumwandlung sich in flaserige Glimmerlagen umbilden konnten. Wo jedoch ursprünglich eine kalkige Zwischenlage vorhanden war, da bildete sich ein mehr oder weniger reiner Marmor aus, dessen Gehalt an silikatischen Beimengungen (Muscovit, Granat und Zoisit) nicht auf stoffliche Zufuhr, sondern auf Umkristallisation der primären Beimischungen zurückzuführen ist. Der Marmor „fließt" und blättert nicht auf; sogar alte Fossilreste werden einfach umflossen. Besonders schön ist das an den Stielgliedern von Crinoiden zu beobachten, deren wenig gebogene Rhomboeder sogar noch den Gefäßkanal erkennen lassen und das mitten in einem hochkristallinen Marmor (unterhalb Crot im Tal des Averser Rheins). Von Wichtigkeit ist sicher der Umstand, daß die sekundären Silikatminerale, wie dunkler eisenreicher Granat, Zoisit und Plagioklas, zwar auch in den Kalkschiefern vorkommen, aber in viel höherem Maße an die glimmerschieferigen Gesteine gebunden sind, für die wir eine erhöhte Durchdringung mit wässeriger bis dampfförmiger Lösung annehmen dürfen. Turmalin und Staurolith oder Andalusit habe ich freilich in den metamorphen Bündner Schiefern des Adulastrandes nicht finden können[1]. Der Turmalin scheint mir auf die Glimmerschiefer in den Tiefen des Adulamassivs beschränkt zu sein. Disthen in der als Cyanit bezeichneten Varietät fand ich einmal zwischen der Alp di Vigone und der Alpe di Muccia nordöstlich vom Pzo. di Muccia als Einschluß in einem Amphibolit[2]. Auch große Kristalle eines Erzes, Titanmagnetit?, waren in demselben Hornblendegestein eingesprengt. Auf die geologische Bedeutung der Amphibolitlagen

[1] Die Erklärung hierfür wird unten gegeben.

[2] Als Ausgangsmaterial des Distheneinschlusses ist der in der Adula weit verbreitete Glimmerschiefer anzusehen, welcher das älteste Gestein hier sein dürfte (vergl. auch H. Rosenbusch, Elemente, 1901. p. 536, unten).

und auf ihren möglichen Zusammenhang mit den mesozoischen Amphiboliten und Grünschiefern des Simplongebiets will ich an einer anderen Stelle zu sprechen kommen. Auch das Vorkommen gabbroider Massengesteine in den Bündner Schiefern des Mittaghorns bei Hinterrhein[1] und ein analoges Gestein in der Fazies eines Gneises mitten zwischen Adulagneisen (in der unteren Partie der zweiten vom Mittaghorn herabkommenden Runse, welche bei Hinterrhein in den Rhein mündet) verdiente eine eingehende Untersuchung. Das letztgenannte Gestein besitzt ein plagioklasreiches und ein hornblendereiches Extrem.

Die Vorkommnisse einiger Silikatminerale in den höheren Lagen der Bündner Schieferformation, zumal von schönen Albitkristallen auf Klüften des Kalkschiefers zwischen Gadriolbach und Nufenen sind sicher nicht im Sinne einer magmatischen Beeinflussung zu deuten, wie denn auch die Kristallinität des Bündner Schiefersystems für mich keineswegs als ein Beweis für die junge Intrusion des Adulagneises anzusehen ist (vergl. O. Wilckens a. a. O., Über Faltung im Adulagebirge, p. 85). Weniger bin ich mit Wilckens einverstanden, wenn er in dem genannten Referate über meine Arbeit nicht ganz richtig (bei der Besprechung der unten näher zu schildernden Einschlüsse von Dolomit in Glimmergneis der Alpe di Muccia) wiedergibt: „Dann folgen Lagen von Quarz und Biotit oder Chlorit", während ich sagte (a. a. O. p. 2): Biotit beziehungsweise von Chlorit. Biotit und Chlorit sind nämlich in diesem Zusammenhange nicht als gleichwertige Minerale anzusehen, sondern ihre Bildungsbedingungen waren grundverschiedene. Der Chlorit ist erst sekundär aus Biotit hervorgegangen, der Biotit ist das primäre Mineral, welches in seiner Vergesellschaftung mit Magnetit, Apatit, Zirkon, Quarz, Plagioklas und präexistierenden Carbonaten eine hohe Beweiskraft für das jugendliche Alter der Adulaaplite besitzt. Ebensowenig wie der sekundär gebildete Chlorit, ist das Vorkommen von Chrom-

Der Turmalinreichtum des Glimmerschiefers deutet auf die borhaltigen Dämpfe des Adula-Orthogneises. Reich an Turmalin sind die carbonischen? Quarzphyllite bei Crot im Averser Rheintal, welche unter den Triasquarziten anstehen.

[1] Das Gestein zeigte u. d. M. viel hellen Glimmer (grüner Chromglimmer nach Pyroxen?), viel Amphibol, sehr viel Apatit und etwas Quarz, der sekundärer Entstehung ist. Auch Leukoxen ist vorhanden. Es lag ein Gabbro vor.

glimmer in der Nähe des Grünschieferlagers gegenüber Nufenen als ein Hinweis auf späte stoffliche Umsetzungen im Zusammenhang mit einer Kontaktmetamorphose zu betrachten. Vielleicht als ein richtiges Kontaktprodukt ist das Vorkommen kleiner Spinelloktaeder in einer dichten, epidotreichen Abart des Gadriol-diabas anzusehen. Diese Mineralneubildungen sind aber alle an die tiefsten Schieferzonen gebunden, wie wir das bereits für die granat-, zoisit- und plagioklasführenden Bündner Schiefer bei Hinterrhein hervorgehoben haben und lassen auf eine Beweglichkeit der Stoffe schließen, die für eine wirkliche Kontaktmetamorphose mir zu sprechen schien.

Ehe wir zur Schilderung der Aufschlüsse auf Alpe di Muccia übergehen, wollen wir noch einen Blick werfen auf die Kontaktfläche zwischen dolomit- und biotitreichem Glimmerschiefer, wie dieselbe in der zweiten Runse unterhalb der Rheinbrücke (Paßstraße) bei Hinterrhein in einer Höhe von etwa 1750 m freigelegt ist. Die Grenzfläche fällt mit etwa 30° nach SSO. ein. Unten liegt ein biotitreicher Schiefergneis mit zertrümmerten Resten größerer präexistierender Feldspäte und einzelnen neugebildeten Albitkristallen. Reste eines eisenreichen und wohl auch Mg-reichen Carbonats zeichnen ihn (ganz analog den Vorkommen auf der Alpe di Muccia) aus und sind wie der zu schildernde biotitreiche Schiefergneis (Taf. XI Fig. 2, links) als das Produkt von stofflichen Wanderungen und Umsetzungen zwischen Orthogneis und Dolomit zu deuten. Auf die chemischen Verhältnisse werde ich unten näher eingehen, soweit es sich um den Ursprung des Biotits handelt. Über dem Biotitgneis folgt immer der Dolomit, konkordant dem Gneis auflagernd, ohne eine Spur von Basalkonglomerat. Nach meinen Beobachtungen im Gebiete des Hinterrheins und des Averser Rheins findet sich zwischen dem von Carbonaten vorwiegend freien[1] sogen. prätriadischen Grundgebirge

[1] Meine Angabe von 1908 (a. a. O. p. 7) lautete wie folgt: „Die älteren Amphibolite scheinen mit Kalkbänken verknüpft zu sein und sind vielleicht als submarine Tuffe zu deuten, die eine hochgradige Umwandlung erfahren haben. Die jüngeren diabasartigen Gesteine finden sich in den Kalkschiefern der Trias und haben nach Steinmann ein jurassisches bis untercretaceisches Alter.“ Vergl. auch p. 3 unten. Nach meinem letzten Besuch des Runsenprofils handelt es sich hier nicht um alte Bänke von Carbonatgestein, sondern von Quarzit an Stelle von Carbonaten in verdrückten Lagen von Amphibolit. Hingegen mit Chloritschiefern

und den carbonatreichen Bündner Schiefern nirgends ein verrucanoähnliches Gestein. Es ist mir überaus wahrscheinlich, daß die Dolomite am Ostrande der Adula auf älteren Glimmerschiefern zur Ablagerung kamen.

Kehren wir zu unserem Aufschluß in Runse 2 zurück, so sehen wir über der hier etwa 3 m mächtigen Dolomitbank eine etwa 2 m mächtige Lage von Quarzit. Darauf etwa 1 m Marmor, der von einer Bank von Grünschiefer bedeckt wird. Dann folgen granatführende, z. T. quarzitische Kalkschiefer. Auf die interessanten Verhältnisse des unteren Teiles eben dieses Profils, wo über einem kleinen Wasserfall hornblende- bezw. plagioklasreiche Derivate eines gabbroiden Tiefengesteins von Orthogneis umschlossen sind und glimmerhaltige Quarzlagen die grünen Gesteine durchädern, kann hier leider nicht näher eingegangen werden. Sollte sich der zeitliche Zusammenhang zwischen den höheren diabasartigen Gesteinen der Bündner Schiefer und den Amphiboliten und Eklogiten, welche im sogen. Adulagneis auftreten, beweisen lassen, so wäre damit das spätcretaceische Alter desselben sichergestellt.

Wir setzen unsere Wanderung fort entlang dem Kontakte der massigen Bündner Schiefer des Mittaghorns im Norden und den Gneisplatten des Adulamassivs im Süden. Wir folgen der Paßstraße zum Bernhardinpaß und schauen, oben angelangt, hinab ins breite Tal von Missox (Taf. VIII). Unsere Tafel wurde nach einer photographischen Aufnahme hergestellt, die ich bei dem kleinen, von mir und Wilckens[1] erwähnten Marmorlager aus der Alpe di Muccia machte. Der Schneeberg auf der linken Seite des Bildes ist der Pzo. della Lumbreda. Die weiteren schneebedeckten Gipfel dürften der Cima di Balniscio angehören. Die Talsohle besteht im wesentlichen aus Gneis, die weichen Gehänge zur Linken sind Bündner Schiefer. Die

vergesellschaftet findet man kryptokristalline Kalklinsen und Bänkchen sowohl in der Bündnerschieferformation als auch in den oberen Abteilungen des Grundgebirges. Ob der Kalkgehalt ein primärer ist, scheint zuweilen fraglich, wo es sich um umgewandelte Diabase etc. handelt. Zweifellos primäre Carbonatgesteine, mit Amphiboliten unsicherer Entstehung wechselnd, finden sich anstehend zwischen Val di Lei und Innerferrera und als Gerölle bei Hinterrhein. Sie führen zuweilen viel Granat, Hornblende, Muscovit und Eisenkies. Auch manche grauen Marmore des Adulamassivs könnten alttriadisch sein (vergl. das über das Vedoztal Gesagte).

[1] Dies. Jahrb. 1910. I. 88.

hohen Schneegipfel sind aus dem Südosten auf die Bündner Schiefer hinaufgeschobene Gneismassen. Das Bad San Bernhardino liegt etwa in der Mitte des Bildes im Talgrunde, durch eine niedere Erhebung verdeckt.

Taf. IX stellt einen Rundhöcker dar, welcher sich zwischen dem letztgenannten Standorte und der Paßstraße befindet. Der Gipfel des Pzo. Uccello erhebt sich darüber mit seiner dunklen Pyramide. Zur rechten, gegen Ostsüdost gewendet, erkennt man den Nordabhang des Pizo della Lumbreda. Der von der Westseite her aufgenommene Felsen besteht zum größten Teil aus aplitisch hellem und feinkörnigem Orthogneis, wie er zu beiden Seiten der Paßstraße auf der Paßhöhe ansteht, soweit nicht kleine Marmorlager taschenartig in ihm stecken.

Deutlich erkennbar sind die ostwärts einfallenden Gneisbänke, welche namentlich die höheren Partien des Rundhöckers aufbauen. Nach unten folgt eine etwa 2 m mächtige[1] ungebankte Partie von wirr gelagertem Biotitgneis mit einzelnen helleren Schlieren, wie auf der Photographie zu erkennen ist. Auf das biotitreiche und stellenweise noch carbonathaltige Mischgestein folgt in etwa 2 m Höhe über dem Erdboden die liegende helle Aplitschliere, welche, nach ihrer bruchlosen Faltung zu urteilen, eine gewisse Plastizität im Augenblick ihrer Bildung besessen hat.

Besonders beweisend für den äußerst viskosen Zustand dieser aplitischen Einschaltung zwischen den Biotitgneis (als Kontaktgestein mit Resten des präexistierenden Triasdolomits) ist die folgende Beobachtung anzusehen, von deren Richtigkeit sich Leser an Hand der Taf. IX überzeugen möge:

Der Hangendschenkel der „aplitischen Faltungsschliere", wie wir das Gebilde nennen wollen, zeigt eine völlige Ausdünnung unter mehrfachen schlängelnden Bewegungen. Ganz ähnlich verhält sich hierin der Liegendschenkel. In ganz auffallendem Gegensatz hierzu steht das starke Anschwellen des hangenden wie des liegenden Teils der gebogenen Schliere da, wo dieselben sich (rechte Ecke des Bildes) zu einem engen Sattel vereinigen. Aus diesen Erscheinungen geht hervor, daß die „Injektion" des zähflüssigen Breis von Quarz- und Feldspat, mit wenig Silikat-

[1] Als Maßstab dient der Eispickel, der mit seinem Griffe nach dem Dolomiteinschlusse hindeutet. Die Dolomitknauern sind von Biotitgneis und diese von Aplit umgeben.

lösung, gleichzeitig erfolgte mit den Faltungsvorgängen im Adulagebirge. Von einem nach der Erstarrung gefalteten „Aplit" kann hier aber so wenig die Rede sein, wie auf Taf. X Fig. 2. Hier wie dort ist das Nebengestein, Schiefer und Dolomit, stofflich verändert durch die vom gepreßten „Aplit" aus diffundierenden Stoffe.

Eine petrographische Beschreibung der aplitischen Faltungsschliere kann hier nicht gegeben werden. Es sei nur hervorgehoben, daß sie aus Alkalifeldspäten, viel Quarz und Muscovit, daneben etwas Magnetit, Pyrit, Apatit? und Zirkon bestehen dürfte. Die Struktur des Gesteins nähert sich der panidiomorphkörnigen der Aplite (vergl. Klemm's „scheinbar gefaltete Aplite").

Das bereits oben erwähnte biotitreiche Mischgestein zwischen Aplit und Dolomit erscheint in zwei verschiedenen Strukturformen: einer fein bis mittelkörnigen, verbunden mit hornfelsartigen Durchwachsungen der Gemengteile und einer grobkörnig-pegmatitischen. Betrachten wir zunächst die dichtere Abart, wie sie auf Taf. XI Fig. 2 in $\frac{2}{3}$—$\frac{3}{5}$ natürlicher Größe dargestellt wird: Die dunklen Partien überwiegen ganz beträchtlich die hellen, welche dem Gemenge von Oligoklas-Albit und Quarz angehören. Die erst genannten setzen sich hingegen aus einem Gemenge von Biotit, Magnetit und Ankerit zusammen. Als akzessorischer Gemengteil findet sich Zirkon und Rutil. Man erkennt besonders in der linken Partie des Bildes, wie schmale Zonen von Ankerit (aus Dolomit hervorgegangen), Biotit und Magnetit mit Schnüren des lichten Mineralgemenges (Quarz und Feldspat) einander ablösen und so eine Bänderung des Gesteins hervorrufen. Recht verschieden von dieser mehr regelmäßigen Verteilung der Minerale verhalten sich die mittleren Partien des Handstücks, wo sich bereits die unregelmäßige pegmatitische Strukturform bemerkbar macht, von der wir auf Taf. XI Fig. 1 eine besondere Abbildung geben. Die unregelmäßig begrenzten hellen Partien gehören dem Oligoklasalbit an, zwischen dessen zerbrochenen Tafeln sich die leichter löslichen Carbonate der „Ankeritzone" sekundär abgeschieden haben, wie wir das auch für die albitreichen aplitähnlichen Bestandmassen innerhalb der Bündner Schiefer an der obersten Kehre der Bernhardinstraße feststellen konnten. Früher als die großen Feldspäte des pegmatitischen Gesteins hat sich jedenfalls der Biotit gebildet, dessen Täfelchen sich als zerstreute Einschlüsse im Feldspat vorfinden. Der Ankerit ist das zuletzt

ausgeschiedene Mineral, wie aus den spitzen Zwickeln dieses Minerals im Innern der zerbrochenen Feldspäte (siehe die untere Hälfte der Fig. 1) zu erkennen ist. Gleichzeitig mit ihm dürften sich einzelne blättchenförmige (verzerrt oktaedrische?) Kristalle von stark magnetischem Erz (Magnetit) abgeschieden haben. Diese ganze Bildung macht den Eindruck, als hätte sie sich in einem toten Raume gebildet oder in einer offenen Kluft nach Art der Pegmatitgänge in Graniten und Gneisen in großer Tiefe.

Unsere Taf. XII zeigt in mikroskopischer Vergrößerung einen Teil des regelmäßig gebänderten Handstücks, das in Taf. XI Fig. 2 dargestellt ist. Eine bandartige Anreicherung erfuhr namentlich der Biotit, der in der Mitte des Bildes von oben nach unten in breitem Streifen verläuft. Seine Blättchen wurden in schematischer Weise als parallele Liniensysteme zur Darstellung gebracht. Zu beiden Seiten dieses Glimmerbands häufen sich die Magnetit-Oktaeder (nicht Blätter!), welche sich aus einer zermahlenen Probe des Gesteins leicht mit dem Magneten ausziehen und in Salzsäure auflösen ließen. Neben dem Magnetit erscheint in etwa gleicher Menge der Apatit, welcher auf optischem Wege an seiner geraden Auslöschung, dem negativen Charakter der schwachen Doppelbrechung und an seiner hohen Lichtbrechung sicher bestimmt werden konnte. Gelegentlich tritt er in regellosen Verwachsungen mit Magnetit auf und erweist sich so als gleichalterig mit jenem Mineral. Als eine Art Füllmasse erscheint der Biotit zwischen diesen ältesten Gemengteilen. Wir dürfen annehmen, daß Magnetit und Apatit auf einer Kluft zum Absatz kamen, welche nachträglich von Biotit erfüllt wurde. Das Ganze erinnert an die pneumatolytischen Mineralbildungen auf Klüften eines erkaltenden Tiefengesteins oder auf Rissen im stark erwärmten Nebengestein, wie ich solche Vorgänge im „kontaktmetamorphen Nephelinbasalt" des Katzenbuckels früher beschrieben und abgebildet habe[1]. Die linke Seite unseres Bildes zeigt auch einige Magnetitkristalle im Nebengestein, das aus Plagioklaskristallen und einer allotriomorphen Grundmasse von Quarz besteht.

Unser nächstes Bild Taf. XII Fig. 2 zeigt eine hornfelsartige Durchwachsung von Carbonaten, Quarz, Biotit und Zirkon. Es

[1] W. Freudenberg, Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanst. 5. 1. Heft. Taf. 13 Fig. 1 u. 2. p. 319—330. 1906.

ist sehr auffällig, daß gerade die ältesten Ausscheidlinge aus dem granitischen Magma, das den Adulagneis geliefert hat, so reichlich in unserer „Kontaktzone" vertreten sind. Es lag hierin für mich einer der stärksten Beweise für das jugendliche Alter des Adulagneises, welcher jünger sein mußte als die Triasdolomite und älter als die eiszeitliche Aushobelung des Missox und des Hinterrheintals. Die Faltungserscheinungen in dem carbonatreichen Biotitgneis mit seinen teils aus dem granitischen Mineralgemenge, teils aus den überlagernden Sedimenten (Triasdolomit und Bündner Schiefer) abgeleiteten Komponenten machen ein tertiäres Alter dieser Kontakterscheinungen und eines reaktionsfähigen Gneises überaus wahrscheinlich. Es besteht also mit einem Primärkontakt von Eruptivgestein mit carbonatreichem Nebengestein eine gewisse Ähnlichkeit, zwar nicht in der Bildung von bezeichnenden Mineralien, doch in bezug auf die stofflichen Wanderungen, welche hier auftreten. Gleichwohl war das Gestein, welches die genannten Minerale lieferte, nicht ein primär intrudierender Granit, sondern ein bereits in situ befindlicher Gesteinskörper mit Ausnahme freilich der gleichsam in das Nebengestein infiltrierten „aplitischen Faltungsschlieren". Die Umbildung des Tessinergneises in den Adulagneis ist in die Tertiärzeit zu verlegen, während die triadischen Dolomite und Kalkschiefer zu Dolomitmarmoren und Marmoren umgewandelt wurden, verbunden mit intensivster Imprägnierung durch Silikatlösungen. Wie ähnlich die hier skizzierten Infiltrationen den primären Kontakterscheinungen sind, sollen die folgenden Zeilen dartun:

Es spricht sich Bergeat[1] über die pneumatolytischen Kontaktwirkungen folgendermaßen aus: „Zahlreiche Gänge von Apatit, Albit, Biotit, Zirkon, seltener mit Hornblende[2], Orthit und Titanit, die also eine große Verwandtschaft mit den apatitreichen Teilen der Lagerstätte zeigen, durchsetzen den Quarzporphyr, stellen

[1] Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. I. Jena 1901. 141—158. Die genetische Bedeutung der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten in der Literatur der letzten Jahre.

[2] In den Marmoren von Avers-Crot beobachtete ich quarzreiche Adern, die mit Calcit verzahnt ein richtiges Mosaik bildeten. An den Rändern der quarzreichen Trümer stellten sich Schnüre von Epidot ein. Nächst dem Quarz war Magnetit das häufigste Mineral. Titanit war nicht selten und in etwa gleicher Menge mit Magnetit erschien eine blaue Hornblende, die an Crossit erinnert. Auch fand ich in der Nähe dieser

also jüngere Nachschübe dar. Noch jüngeren Alters sind gewisse, von Lundbohm auf eine späte Fumarolenwirkung zurückgeführte Hämatitlagerstätten in den tuffartigen Schichten über dem Quarzporphyr (p. 124, Mitte). Ganz besonders wichtig für die Kontaktverhältnisse zwischen Adulagneis und Triasdolomit sind die folgenden Ausführungen, die Bergeat p. 148/49 für ein vielleicht analoges Vorkommen gegeben hat: „Nach allem scheint mir der Gedanke nahezuliegen, daß es sich in den Eisenerzlagerstätten der Gegend von Kiruna um Injektionen von Eisenerzschmelzen in der letzten, pegmatitischen Erstarrungsphase eines sauren Magmas handle. Mögen zwar der Apatit und der Magnetit bei der Erstarrung der Gesteine ganz allgemein zu den ersten Ausscheidungen gehören, so ist anderseits doch auch das häufige Vorkommen des Apatits als eines der letzten Produkte der Graniterstarrung hinreichend bekannt; daß aber derbe Massen von Magnetit in sehr quarzreichen Pegmatitgängen auftreten können, beweist in Schweden selbst z. B. das Vorkommen auf der Insel Luceranholmen bei Västervik. Auch hier kann das Erz nur als eine allerletzte Ausscheidung aus der granitischen Schmelzlösung aufgefaßt werden."

Kehren wir nochmals zu unserer Taf. XII Fig. 2 zurück, so fällt dem Beschauer die gerundete Form der Zirkonkristalle auf, die an eine Anschmelzung erinnert. Solche geflossenen Oberflächen sind bei Zirkon nicht selten. Da, wo der Biotit mit Zirkon in Berührung tritt, bildeten sich pleochroitische Höfe um denselben. Der Zirkon wurde durch seine optischen Eigenschaften sicher erkannt. Sekundär aus Biotit entstandener Rutil findet sich auf Klüften im Biotitgneis.

Der Biotit ist in unserer Abbildung Fig. 2 parallel der Basis getroffen. Eine selbständige Form ist ihm nicht eigen. Sein Pleochroismus bewegt sich zwischen Grün, Gelb und Braun.

Die in unserem Bilde weiß gelassenen Partien gehören wesentlich dem Quarz an, doch treten in ihm einzelne rundliche Körner von Plagioklas auf, die nicht besonders hervorgehoben wurden.

---

anstehend gefundenen Adern (von Crot nach Cresta) ein albitreiches Carbonatgestein. Auch kommt Fahlerz (?) in den Dolomiten und Magnetit auf Klüften der sogen. Triasquarzite bei Crot nicht selten vor. Hämatit wurde nicht beobachtet, wohl aber Pyrit.

Das Carbonat wurde durch rautenförmige Linienmuster kenntlich gemacht.

Ganz besonders unregelmäßig ist die Grenzfläche zwischen Quarz und Carbonat, von dessen chemischer Natur weiter unten noch die Rede sein wird. Idiomorphe Rhomboeder von Carbonat in der Quarzmasse konnten nicht beobachtet werden. Die im Marmor von Crot Avers aufsetzende Quarzader beherbergte sie in großer Zahl und bewies so aufs deutlichste, daß zuerst der Calcit, dann erst der Quarz von der wässerigen Lösung abgesetzt wurden, welche hoch genug erhitzt war, um Hornblende und Magnetit gleichfalls abzuscheiden bezw. gelöst zu halten. Bei höherer Temperatur hätte sich an Stelle der Alkalihornblende ein Alkalipyroxen ausscheiden müssen und ferner hätte sich nicht Epidot gebildet. Schließlich war auch die Temperatur zu niedrig, um aus Kieselsäure und Kalkspat Wollastonit entstehen zu lassen, oder auch der Druck der Kohlensäure war in der Lösung zu hoch, um die Ausfällung von Wollastonit[1] zu begünstigen, denn nach Becke „muß dieser Zustand, d. h. keine Bildung des Kalksilikats, auf Kosten des Kalkspats, um so leichter erreicht werden, je niedriger die Temperatur sinkt. Offenbar ist er in der oberen Zone der kristallinen Schiefer häufig vorhanden“ (l. c. p. 228). Taf. XII Fig. 3 bringt folgendes zur Darstellung:

Die randlichen Partien des Schliffbildes werden von großspätigem Ankerit eingenommen, welcher eine äußere Zone um den zentralen Dolomiteinschluß[2] bildet. Der Ankerit beherbergt die Magnetitoktaeder, den Apatit und die Silikate. Auf die richtungslose Struktur derselben, insbesondere der Glimmer, werde ich unten noch zu sprechen kommen. In der Mitte der Fig. 3 liegt ein größerer Kristall von Albit bis Oligoklasalbit, dessen M-Fläche mit der R-Fläche des Carbonats vielleicht zusammenfällt. Die Trace der M-Fläche wird im Feldspat durch einige Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz deutlich hervorgehoben. Die Zwillingslamellen durchziehen auffallenderweise den Albitkristall nicht in seiner ganzen Länge, sondern keilen etwa in der Mitte aus. Gegen die Berührungsfläche mit einem peripherisch liegenden Biotit

[1] Wollastonit wurde im Kalksilikatfels von Castione bei Bellinzona gebildet, von dem Herr Prof. Dr. Preiswerk in Basel mir Proben zu zeigen die Güte hatte.

[2] Siehe Taf. X Fig. 1.

zeigen die Lamellen zunehmende Breite, woraus ich folgern möchte, daß hier Druckzwillinge vorliegen. Eine bestimmte Reihenfolge der Ausscheidungen ist in diesem Teil des Schliffes, der an anderer Stelle die Zirkonkristalle zeigte, nicht nachweisbar. Die Verzahnung zwischen Albit und Ankerit, wie sie namentlich in der rechten unteren Ecke des Bildes zu beobachten ist, spricht entschieden für gleichzeitige Ausscheidung der beiden Stoffe. Vielleicht ist Biotit etwas älter.

Es zeigt sich nun auch der Biotit in einer höchst eigenartigen Weise der Ausbildung: seine zackigen Schüppchen ordnen sich mit ihren Basisflächen ziemlich regelmäßig zentripetal um einen Carbonat-(Ankerit-)Kristall. Es hat den Anschein, als ob hier eine Perimorphose vorliege. Was freilich das ursprüngliche Mineral gewesen ist, ob Granat oder Magnetit, wie ich noch mehr glauben möchte, entzieht sich der Beobachtung vollständig.

F. Becke spricht in einer sehr anschaulich geschriebenen Kritik über „Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose“ [1] „von der Zickzackstruktur gewisser Biotitaggregate“ bei Umwandlung eines Quarzporphyrits (Dacits) durch ein Granodiorit genanntes Massengestein aus der Umgebung Melbournes (p. 233). „Die Umwandlungen bestehen in der Umwandlung von Titaneisen in Biotit, von Hypersthen in Biotit und Quarz“. Hiermit ist die Ausbildung einer Gneisstruktur verbunden.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß wir in den biotitreichen Schiefergneisen, welche wir so häufig als basische Grenzfazies zwischen dem hellen Glimmergneis des Adulamassivs und den überlagernden Triasdolomiten auftreten sehen, Produkte sowohl der Kontaktmetamorphose als auch der Dynamo- (oder Regionalmetamorphose?) zu erblicken haben. Oben wurde angedeutet, daß vielleicht beide Arten der Metamorphose gleichzeitig oder doch wenigstens teilweise gleichzeitig gewirkt haben, indem zuerst die Kontaktmetamorphose, darauf die Dynamometamorphose überwog. Ohne das Eintreten der letzteren hätte sich am Kontakt gegen die Trias ein Hornblendegestein und nicht ein Biotitschiefer entwickelt. Die Entscheidung dieser Frage ist schwierig.

[1] Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Jena 1911. p. 221—256. Besonders wichtig für unsere Fragen ist das Kapitel: Kombinationen von Kontakt und Dynamometamorphose. p. 233—238.

Ganz besonders wichtig für das Verständnis der Trias-Gneis-Kontakte am Ostrande des Adulamassivs scheint die kombinierte Kontakt- und Dynamometamorphose zu sein, welche A. L. Hall vom östlichen und zentralen Transvaal beschreibt. Besonders interessant scheint Becke, dem ich hier folge, die Angabe von Hall zu sein, „daß mit dem Eintreten der durch Stress herbeigeführten Parallelstruktur auch die Mineralassoziation sich ändert, daß die bei ungestörter Lagerung stark hervortretenden Minerale der klassischen Kontaktmetamorphose (Cordierit, Andalusit) zurücktreten gegenüber Mineralen, die dem Volumgesetz gehorchen: Glimmer, Zoisit." Gerade diese beiden sind aber im Verein mit Granat und Carbonaten gar nicht selten im Bündner Schiefer vom Gneiskontakt am Räpierbach beim Dörfchen Hinterrhein.

Einen zweiten Fall der kombinierten Kontakt- und Dynamometamorphose führt Becke nach C. T. Clough, C. B. Crampton und J. S. Flett aus Roßshire an: „Wir haben hier den interessanten Fall, daß ein Granitstock mit seiner durch Kontaktmetamorphose entstandenen Hornfelsaureole der Schieferung durch regionale Dynamometamorphose unterworfen wurde, wobei der harte Hornfels der späteren Pressung und Schieferung besser widerstanden hat als die weichen Schiefer der Umgebung und auch als das Intrusivgestein selbst. Sehr beachtenswert ist, daß hierbei die Kontaktminerale des plutonischen Kontaktes: Andalusit, Chiastolith und Pyroxen verschwinden, Granat sich erhält, Glimmer, namentlich Muscovit, reichlich entsteht. Würde die „Dynamometamorphose" energischer und länger eingewirkt haben, so könnte man sich ganz gut vorstellen, wie dann auch der letzte unverdaute Rest des Kontakthofes mit Andalusit usw. verschwunden wäre, ein Zustand, der in manchen Regionen kristalliner Schiefer tatsächlich erreicht wurde." (Vergl. Eisele: Das Übergangsgebirge von Baden-Baden. Inaug.-Diss. Tübingen 1907.)

In diesem Zusammenhange will ich es versuchen, die Entstehung des biotitreichen Grenzgesteins zwischen Adulagneis und Triasdolomit näher zu beleuchten. Die Frage ist in bezug auf Kalianreicherung in Hornfelsen von Becke in der genannten Arbeit erörtert worden (p. 232) unter Hinweis auf ältere Beobachtungen dieses Forschers und einer Studie von Erdmannsdörffer, die im Centralbl. f. Min. etc. 1910, Heft 24, p. 790—797 veröffentlicht ist. Erdmannsdörffer ist der Ansicht, daß der Vorgang

der Biotitbildung nicht als ein der pneumatolytischen Phase zugehöriger anzusehen ist, sondern daß er in die Zeit der Erstarrung des Hauptmagmas, in die magmatische Phase fällt. Bei maximaler Kontaktwirkung auf das Nebengestein, also in der unmittelbaren Nähe des Salbands, ist der Kaligehalt am höchsten. Nach Becke (l. c.) „ist der Vorgang auch im Tiefengestein selbst wirksam und bewirkt hier die Bildung von Biotit nach Hornblende, die bei weiteren Umbildungen in der Richtung gegen kristalline Schiefer eine so wichtige Rolle spielt."

In meiner Arbeit „Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald" habe ich ein vielleicht noch typischeres und in der Entstehung deutlich verfolgbares Vorkommen dieser Art beschrieben (a. a. O. p. 325—328) und eine Abbildung der Pseudomorphose von Glimmer nach Augit in Textfig. 8 gegeben. Die Glimmerblättchen liegen alle in einer Ebene senkrecht zur Prismenzone des Augits. Das unveränderte Gestein ist der durch Augit und Nosean porphyrische sogen. Nephelinbasalt des Katzenbuckels, der von dem Tiefengestein pneumatolytisch umgewandelt wurde. Sanidin, Apatit und Erz wurden infiltriert. Nicht nur die Augiteinsprenglinge, sondern auch die „Augitmikrolithe der Grundmasse sind sämtlich durch Glimmer verdrängt. Vom alten Mineralbestand sind nur zeolithisierte Nepheline oder Noseane übrig geblieben, die in tonige Zersetzungsprodukte meist übergegangen sind. Die Form ihrer Umrisse läßt über diese Deutung keinen Zweifel aufkommen. Glimmerschüppchen und Erzpartikel haben sich oft in ihnen angesiedelt. Den Biotit der begleitenden Bestandmasse hat man ebenso wie den Apatit auf pneumatolytische Vorgänge zurückzuführen. Eine schmelzflüssige Lösung hätte Struktur und Mineralbestand bei so intensiver stofflicher Änderung im ursprünglichen Gestein völlig zerstören müssen. Mineralbildende Dämpfe und wässerige Lösungen konnten zu einem allmählichen Ersatz der alten Mineralien durch neue führen". Auf Taf. XIII Fig. 1 und 2 gab ich Abbildungen des pneumatolytischen Kontaktgesteins.

Ähnliche Vorgänge könnten sich auch im Kontakt des Adulagranits abgespielt haben, ehe die Dynamometamorphose einsetzte.

Der Triasdolomit scheint zudem noch ausfällend auf die Erze und den Apatit gewirkt zu haben, so daß jene skarnähnliche Mineralkombination (siehe oben) zustande kam.

Besonders lehrreich war Fig 1 auf Taf. XII. Sie zeigte in starker Vergrößerung eine trumartige Anreicherung von Biotit (schraffiert), Magnetit (schwarz) und von Apatit (stark umrandet), Nach außen folgt ganz symmetrisch ein Haufwerk von Oligoklasalbit (leicht umrandet) und von Quarzkitt (weißes Feld). Noch weiter nach außen zu von dem symmetrischen Trum, stellt sich der normale Biotitgneis oder richtiger „Hornfels" ein, indem die genannten Minerale weniger zonenweise als vielmehr unregelmäßig verteilt sind. Unsere Taf. XI Fig. 2 zeigt diese Verhältnisse in etwa natürlicher Größe auf der linken Bildseite.

Als weiteres Bild bringe ich eine Darstellung des Dolomiteinschlusses in $\frac{1}{2}$ natürlicher Größe Taf. X Fig. 1. Das Dolomitgestein tritt als eine gleichschenkelig umgrenzte Fläche mit heller Farbe hervor aus dem stark geflaserten Biotitgneis. Dynamische Einwirkungen sind hier unverkennbar. Auch die Dreiecksform des Einschlusses spricht für Zertrümmerung einer präexistierenden größeren Dolomitscholle. Gleichwohl wäre es falsch, den im Gneis eingeschlossenen Dolomitrest auf rein tektonische Weise zu erklären, wie das Wilckens getan hat. Der schöne Suess'sche Ausdruck „Phakoid", mit dem sich Wilckens zufrieden gibt, erklärt die merkwürdigen stofflichen und strukturellen Eigentümlichkeiten im Innern und in der Nähe des Einschlusses keineswegs. Mit Faltung allein und unter fast gänzlicher Vernachlässigung des petrographischen Moments kommen wir den physikalischen Problemen der Alpengeologie nicht näher[1].

Der Leser möge auf Taf. X Fig. 1 die linke obere Ecke des Dolomiteinschlusses etwas genauer ins Auge fassen. Da sehen wir von den Ecken aus gegen die Dreiecksmitte vier gerade Linien verlaufen, die drei verschieden stark mit dunklen Interpositionen durchsetzte Felder begrenzen. Die dunklen Punkte rühren von fein verteiltem Biotit, vielleicht Phlogopit her, der in den beschriebenen zackigen Aggregaten in dem Carbonat eingebettet liegt.

---

[1] Wilckens irrt, wenn er in seinem Aufsatz: Über Faltungen im Adulagebirge (Graubünden) l. c. p. 86 sagt: „Die ursprünglich eruptive Natur des Adulagneises wird wohl von niemand bestritten." Erklärt doch Alb. Heim (Bern 1891) p. 352: „Im Adulamassiv keine Eruptivgesteine. Kein Abstoßen einzelner Gesteinsarten an anderen etc."

In der spitzen Ecke des Einschlusses wird der Dolomit scharf begrenzt von der Zone des Ankerits. Seine Bildung stelle ich mir in der Weise vor, daß fein verteilter Magnetit mit dem Carbonat in Wechselwirkung getreten ist in der Weise, daß die Magnesia des Dolomitmoleküls sich von der Kohlensäure trennte und mit dem Kalifeldspatmolekel sich zu Biotit vereinigte, während Eisenoxydul aus dem Magnetit an Kohlensäure gebunden wurde und mit dem Kalkcarbonat sich zu Ankerit vereinigte. In ähnlicher Weise beobachtete ich bei Cresta-Avers das Auftreten von Manganspat in körnigem Kalk, da, wo oxydische Eisen- und Manganerze auf Klüften den Marmor durchschwärmen[1]. Die aus dem Dolomit unseres Einschlusses austretende Magnesia wurde zur Bildung des Biotit verwendet, welcher den Biotitgneis mit Quarz, Albit und Ankerit im wesentlichen aufbaut. Als der Kalilieferant des Biotitgneises ist die Masse des Orthogneises anzusehen, wie das schon früher betont wurde.

Außerhalb der Ankeritzone treffen wir eine Verschleifungszone an mit ganz jungen Verwitterungsprodukten[2]: Quarz, Chlorit, Muscovit und Magnetit, welcher, nach seiner Blättchenform zu urteilen, nach Hämatit Pseudomorphosen bildet. Vom Stahlmagneten wurde er stark angezogen.

In einiger Entfernung von unserem Einschluß verliert das Gestein seinen stark flaserigen Charakter und die geschilderten hornfelsartigen Durchwachsungen treten hervor, bis die aplitische „Faltungsschliere" das Ganze umhüllt.

Der Dolomit liegt in der liegenden Mulde des aplitischen Bandes, welcher (über dem Eispickel in Taf. IX) durch Biotitgneis vom „Aplit" getrennt bleibt.

Erwähnt soll hier noch werden, daß carbonathaltiger Biotitgneis mit etwas Quarz und hellem Glimmer, auch bei Crot im Averser Rheintal in losen, doch nicht weit verschleppten eckigen Brocken sich findet. Auch hier scheint ein stofflich stark verändertes Sediment vorzuliegen, welches nur dem Liegenden der Triasmarmore angehören kann. Ich fand es über den Quarziten

[1] Ein primärer Mangangehalt scheint hingegen dem Aptychenkalk des oberen Malm eigentümlich zu sein, der in hochkristalliner Fazies mit himbeerroter bis violettroter Farbe sich am Averser Weißberg findet.

[2] In einem Quarzgang in der Nähe des Felsens fand ich schöne Pistazitkristalle.

und unter den Marmoren des Muschelkalks mit ihren merkwürdigen Neubildungen von Epidot, Strahlstein, Glaukophan, Albit, Magnetit etc.

Anhang.

Die qualitativ-chemische Prüfung des Dolomitkernes im Glimmergneis der Alpe di Muccia.

1. Das fein kristallinisch gelblichweiße Gestein wurde gepulvert und mit Essigsäure digeriert. Dabei ging etwa die Hälfte in Lösung, während ein etwa gleich großer Rest von weißem Pulver zurückblieb. Dieser letztere dürfte aus Dolomitrhomboedern bestehen, während der Calcit in Lösung ging. Diese ergab mit Ammoniumoxalat eine starke Fällung. Das Gestein ist ein stark dolomitischer Marmor.

2. Die grobkristalline, braun verwitternde Außenzone des Einschlusses, welche mit Biotitgneis in Berührung tritt, wurde für sich untersucht. Mit Essigsäure ging nur wenig Substanz in Lösung. Die Hauptmenge des Gelösten war Kalk, in Spuren gingen Mg- und Fe-Carbonate in Lösung.

Die Behandlung mit heißer, verdünnter Salzsäure brachte alles in Lösung mit Ausnahme von beigemischtem Magnetit (in größeren Stücken), rotbraunem Glimmer und Feldspat (Oligoklas-Albit). Flocken von kolloider Kieselsäure deuteten auf die Lösung einer chloritischen? Substanz, welche aus Biotit hervorging (nach dem mikroskopischen Befund). Die abgegossene klare Lösung war gelb gefärbt, da sie reichlich $Fe\,Cl_3$ enthielt. Mit $N\,H_3$ fiel das braune, flockige Eisenhydroxyd in großer Menge aus. Im Filtrat wurde mit Ammonoxalat der Kalk als Oxalat in der Hitze gefällt in einem relativ starken Niederschlag. Neben Kalk wurde Magnesia in etwa gleichgroßer Menge nachgewiesen. Das Gestein war ein durch Kalkspat, Magnetit und Silikate verunreinigter Ankerit $= (Mg\,Ca)\,C_2\,O_6 + (Fe\,Ca)\,C_2\,O_6$.

II. Der Adulagneis und seine Kontaktbildungen verglichen mit anderen alpinen Massengesteinen.

Sehr verbreitet ist in der Grenzregion des Adulamassivs ein porphyrischer Granitgneis, welcher mit gewissen einsprenglingsreichen Ausbildungen des Rofnagneises[1] einige Ähnlichkeit hat.

[1] Ruetschi, Zur Kenntnis des Rofnagesteins. Eclog. geol. Helv. 8.

Während aber hier, abgesehen von den seltenen felsitischen Fazies, die ursprünglich granitporphyrische Struktur die Regel ist, welche durch deformierte Einsprenglinge von weißem Feldspat und hexaedrischem Quarz in einer mehr oder weniger quarz- und muscovitreichen Grundmasse sich auszeichnet, findet man im Gebiete der Adula echt granitische Ausbildungen, besonders in den tieferen Stockwerken des Gneismassivs. Zwischen der granitischen und der granitporphyrischen Ausbildung würde der aus porphyrartigem Granit hervorgegangene Glimmergneis des Ostrandes der Adula ungefähr die Mitte halten. Den Rofnagneis fasse ich als eine granitporphyrische Fazies des Adulagneises auf[1].

[1] Zwischen Inner- und Außerferrera fand ich phyllitähnliche Einschlüsse in Rofnagneisblöcken des Flußbetts. Eine feine Fältelung ist ihnen eigentümlich, die sehr an die von Rosenbusch in den Elementen der Gesteinslehre 2. Aufl. p. 444 des gefalteten Tonschiefers der Via mala, Graubünden, erinnert; auch der Gehalt an kohligem Pigment erinnert an jenes Gestein. Jedenfalls handelt es sich nicht um einen Gneiseinschluß, sondern um ein jüngeres Sediment. Außerdem fanden sich im gleichen Rofnaporphyr eingeschlossen und mit demselben deformiert eckige Bruchstücke eines grobkörnigen Tiefengesteins, wohl eines Granits. An den Rändern dieser Einschlüsse macht sich Kontaktwirkung von seiten des Granitporphyrs geltend in Gestalt von kleinen Turmalinsonnen. Da jene Graniteinschlüsse selbst wieder die Tonschieferbruchstücke einschließen, so liegt es nahe, die erstgenannten für eine Tiefenfazies des Granitporphyrs zu halten. Der Tonschiefer enthält große Quarze und Feldspate als primäre Kontaktminerale von seiten des ihn resorbierenden Granits. Die mikroskopische Untersuchung ließ erkennen, daß jene Graniteinschlüsse stark zertrümmert waren, so daß die alten Kristalle von Quarz und Orthoklas von undulösem Quarzkitt und neugebildetem Mikroklin mit Orthoklasmänteln umhüllt wurden, während die alten Quarze stark zerpreßt und die Feldspäte kaolinisiert wurden. In der neugebildeten Zwischenmasse wucherten Carbonate und büschelförmige Kristalle von Turmalin. Ich fasse den Turmalin als ein pneumatolytisches Produkt auf, das vom Rofnagneis, dem damaligen Granitporphyr, in die zertrümmerte Randzone des älteren Granits einströmte. Es folgte die Einschließung durch den Granitporphyr, dann die Carbonatbildung, schließlich die vorliassische und die tertiäre Gneisbildung. Ferner zeigte die mikroskopische Beobachtung, daß jene Granitbrocken eine grosse Menge phyllitischen Schiefermaterials aufgenommen hatten, in welchem ich Staurolith zu erkennen glaube. Das schieferige Material ist als feingefaltete Masse von dem Granit umschlossen worden. Es hat genau dieselben Eigenschaften wie die größeren, im Rofnagneis auftretenden Schieferfetzen. Eine Menge von Faltenverwerfungen und feinste Wellung zeichnen diese Schiefer aus. In den Verwerfungsrissen hat sich kohliges Pigment oft reichlich abgeschieden. Die Faltung

Bei der mikroskopischen Prüfung der Dünnschliffe von „porphyrischem Orthogneis", wie ich die porphyrartigen Abarten des Adulagneis 1908 bezeichnet habe, zeigte es sich, daß nirgends mehr die alten Feldspateinsprenglinge unverletzt geblieben sind. Sie machten mehr oder weniger eine Albitisierung durch, soweit es sich um präexistente Plagioklaszentren alter Orthoklasindividuen handelte. Das Orthoklasmolekül wurde in die trikline Form des Mikroklins übergeführt, dessen Anwesenheit aus kleineren Kristallen von äußerst feiner Gitterstruktur erschlossen werden kann. Diese kleinen Mikroklinkristalle haben stets eine geringere Lichtbrechung als der Kanadabalsam (1,54). Ihre bis auf 20° steigende Auslöschungsschiefe in Schnitten der symmetrischen Zone und ihre niedrige, weit hinter Albit zurückbleibende Doppelbrechung spricht gleichfalls für Mikroklin. Randlich dürfte er gelegentlich in unverzwillingten, orthotomen Feldspat übergehen, wie er denn als „Adular" oft als wässerige Bildung bei niederer Temperatur, auf Kristallklüften beobachtet wird. Von primärem Orthoklas habe ich keine sicheren Spuren mehr finden können.

In weit größeren, bis 7 mm großen Kristallen (als Kontaktbildung im Biotitgneis) erscheint der Oligoklasalbit. In dem „porphyrischen Orthogneis" von der obersten Kehre der Bernhardinstraße hat er nur wenige Millimeter große Kriställchen gebildet, mit Vorliebe in der Nähe ehemaliger porphyrischer Feldspäte, aus deren Plagioklaskern er hervorgegangen sein dürfte; das Kalktonerdesilikat (Anorthitmolekül) ging nur in geringer Menge in den fast reinen Albit über. Bei der Umwandlung des porphyrischen Granits in einen Gneis bildete der Kalkfeldspat Calcit- und Epidotkörner, die in geringer Menge sich im Granitgneis finden, auf Quarzgängen aber z. T. in schönen Kristallen reichlich ausgeschieden wurden. Eine Zufuhr von Albitsubstanz in die Bündner Schiefer

---

des carbonischen? Schiefers und phyllitische Umwandlung durch dynamische Prozesse hat sich jedenfalls vor der granitischen Intrusion und erst recht vor der Zertrümmerung des Granits und seiner Einschließung durch den aufdringenden Granitporphyr, den späteren Rofnagneis, vollzogen. Zwischen der Ablagerung jener carbonischen (oder permischen?) kohlereichen Tonschiefer und der Intrusion des Rofnaporphyrs fanden folgende Vorgänge statt: Faltung und Aufrichtung des Carbons. Intrusion postcarboner Granite (die späteren Tessiner Gneise). Kontaktmetamorphose der Schiefer. Zertrümmerung des Granits und die pneumatolytische Veränderung der Trümmerbreccie (Turmalin) während der Intrusion des Granitporphyrs.

durch aufsteigende heiße Wässer glaube ich während der Umwandlung annehmen zu müssen. Sonst wäre nicht der ungeheure Albitreichtum der mit dem Granitgneis in Berührung tretenden Schiefer zu erklären[1]. Und auch die jedenfalls äußerst Na-reichen, Quarz, Muscovit und Granat führenden Aplitadern, die den Bündner Kalkschiefern so gut angehören wie den Glimmerschiefern an der Basis der Dolomite, müssen ihren Albitreichtum dem Granitgneis zu verdanken haben, von wo aus die Na-reichen Lösungen aufdrangen, um am Schiefermantel und in den höheren Teilen des Gneises selbst den Oligoklasalbit niederzuschlagen. Zu ähnlichen Schlüssen gelangte vor mir Frl. L. Hezner[2] für die Gotthardgneise. Die Verfasserin spricht sogar von Na-Dämpfen, denen die überlagernden Schiefer ihren auffälligen Natriumgehalt verdanken sollen.

Wegen des wahrscheinlichen Zusammenhangs von Tessiner Massiv und Adulamassiv einerseits und Gotthardmassiv anderseits sind die Untersuchungen von L. Hezner bedeutungsvoll, die auf p. 218 mit folgenden Worten ihre gründliche Untersuchung beschließt: „Die Metamorphose der Gesteine der Tremolaserie geschah demnach am wahrscheinlichsten unter dem Einfluß der Einklemmung zwischen die beiden großen Massive, begleitet von den letzten vulkanischen Nachwirkungen, deren Intrusion.“ Die Verfasserin kennt auch aplitische Gesteine innerhalb der Serie, die durch pneumatolytische Kontaktmetamorphose den umgebenden Schiefern den hohen Natrongehalt, der ihnen selbst zuzukommen scheint, mitgeteilt haben. Besonders bezeichnend in dieser Hinsicht ist die auf p. 198 mitgeteilte Analyse des „hellen Gneises 113 m vom Südportal, der nur durch sericitische Schiefer vom Dolomit getrennt ist“. Er besitzt 4,5 % Na_2O und nur 2 % K_2O, ein Verhältnis, das in ähnlicher Weise bei den Schiefern sich findet. Sulfide und Turmalin werden als pneumatolytische Minerale angegeben, die sich ebenso in den Apliten und pegmatischen Quarzgängen im Adulagneis wiederfinden. In den Apliten der Adula erscheint noch außerdem

[1] An dem mesozoischen Alter der mit Dolomiten, Marmoren, Quarziten etc. vergesellschafteten albitreichen Schiefer kann man nicht im Zweifel sein.

[2] Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer an der Südseite des St. Gotthard. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIII 1. 1908.

rosenroter Granat und Muscovit. Auf die Miarolitstruktur und die unverletzten Feldspate in den Apliten am Ostrande des Adulagneises, wie sie teils im Orthogneis, teils in den carbonatführenden Schiefern auftreten, wurde oben schon hingewiesen. Wie sollte sich aber die drusige Struktur der Aplite erhalten haben, wenn diese nur eingefaltete „Gneiszungen" darstellen würden[1]?

Einen Fall von Einfaltung haben wir jedoch im folgenden. Eine schmale Zunge von dunklen Tonschiefern des Lias war beim Bau der Albulabahn zwischen dem Albulagranit durchfahren worden, was Tarnuzzer[2] seinerzeit bewog, für ein spättriadisches Alter des Albulagranits einzutreten.

Während die obigen Zeilen gedruckt wurden, ging Verfasser ein viertes Mal nach Graubünden, um die Altersfrage der Zentralmassive und Eruptivgesteine in diesem Gebiete zu studieren. Er hatte Gelegenheit, an der von der Geologischen Vereinigung durch Herrn Geheimrat Steinmann in die Wege geleiteten Exkursion teilzunehmen, welche den Rhätikon unter Führung von Dr. v. Seidlitz, den Prättigau, Schams, Oberhalbstein, Oberengadin unter der Leitung der Herren Steinmann, H. Meyer, Zyndel, Cornelius auf einer fünftägigen Tour besucht hat. Bei diesen Ausflügen wurde dem Verfasser die Bedeutung der Deckentheorie auch für die hier behandelten Fragen im vollsten Maße klar und in anregendem Gespräch mit hervorragenden Fachgenossen suchte man den Problemen näher zu kommen. Beim Eintritt in das System der lepontinischen Decken des Schams, welche als tiefste Decke das nach Nordwesten überkippte Molaremassiv enthalten und als höchste Decke das Surrettamassiv mit seinen Teildecken einschließen, zeigte sich die große geologische Bedeutung der **Taspinitbreccie**[3]. Ich muß sie in Übereinstimmung mit allen früheren Beobachtern als eine sedimentäre Breccie ansehen

[1] G. Klemm, Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. No. 8—10. 1911. p. 464—469; besonders p. 467, unten, wird Stellung genommen gegen die rein mechanische Deutung durch Wilckens.

[2] Geologische Verhältnisse des Albulatunnels. Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens. **46**. 1904. p. 1—17. Ihm hat Zöppritz widersprochen (siehe unten).

[3] Ich gebrauche das Wort im weiteren Sinne. Heim verstand unter „Taspinit" nur die arkoseartigen Gesteine von Alp Taspin (siehe unten).

und nicht als eine durch Schichtenzerbrechung entstandene tektonische Breccie auffassen. Dies folgt in erster Linie aus den Komponenten, welche sehr verschiedenen geologischen Horizonten angehören (Gneis bis Lias). Ihr Analogon besitzt sie in der Chablaisbreccie der Freiburger Alpen, welche wie unsere Taspinitbreccie im wesentlichen während des Jura gebildet wurde. Sie entstand durch beständige Zerstörung allogener Gesteinsarten, die als Gerölle von einer Hochregion aus in ein Tiefgebiet eingeschwemmt wurden.

Das Vorhandensein solcher Breccien infolge von Abtragungsvorgängen ist für die Alpengeologie von der größten Bedeutung, nicht minder auch die spezielle Frage des Alters der verschiedenen Komponenten der Taspinitbreccie. Die Gneiseinschlüsse in der genannten Breccie gehören sämtlich einem einzigen Gestein, dem gepreßten Granitgneis vom Typus des Rofnaporphyrs an, welcher somit schon zur Jurazeit ein Gneis gewesen sein muß. Glimmerschieferige Gesteine sind als diaphtoritische Umwandlungsprodukte desselben Granitgneises anzusehen. Es sind die gleichen Gesteine, welche uns im Rofnaporphyr mit seinen vielen Fazies begegnen, hier in der Taspinitbreccie aufbereitet worden.

Der „Taspinit" Heim's[1], dessen typisches Gestein aus einer Masse von juliergranitähnlichen, jedoch stark gepreßten und geflaserten, oft arkoseartigen Komponenten neben Kalken und Dolomiten des Jura und der Trias besteht, ist als ein Sediment in seiner ersten Anlage zu betrachten. Verquetschung und Flaserung von porphyrischen Graniten (Rofnagneisen) ging der Einbettung der Geschiebe gewöhnlich voraus. Doch haben spätere Gebirgsbewegungen in der Regel (wohl zur Tertiärzeit) eine nochmalige Zerreißung und Streckung zumal der Kalkgerölle hervorgebracht, die so stark war, daß der graue Kalk, vielleicht Triasmarmor (nach Dr. Zyndel[2]), die gelben Triasdolomite förmlich umfließt und ferner, daß die spröden Gemengteile wie die Granit-

---

[1] Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein von Alb. Heim mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Bern 1891. (Aus: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.) p. 387. Die „polygenen Konglomerate" werden von Heim p. 388 und 389 beschrieben.

[2] Welter's und Meyer's „Tithon" ist nach dem übereinstimmenden Urteil von Spitz und Zyndel (Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Bern 1912. p. 5) nicht Malm, sondern Trias.

gneisbrocken so zerrissen wurden, daß sie schnürenartig, doch mit aneinander passenden scharfen Bruchflächen in der Streckungsebene angeordnet wurden. Oft sind ältere Brocken von gemischt sedimentär-kristalliner Breccie nach eingetretener Verfestigung wieder als Geröll in höhere Horizonte des Jurakonglomerats aufgenommen und von Granitgneisschutt neu umhüllt worden. Die große Masse von Granitgneisbruchstücken, Fragmenten von oft eckiger, kaum transportierter, dabei stets gequetschter Arkose läßt vermuten, daß starke Gleitbewegungen, vielleicht sogar Überschiebungsvorgänge während der Breccienbildung in Tätigkeit waren, Vorgänge, die ebenso wie die große Mächtigkeit der Breccie auf fortdauernde starke tektonische Bewegungen schließen lassen. Die Breccie hat als Liegendes normalerweise den Rofnaporphyr. Dem Exkursionsführer (Geol. Rundsch. 1912, Andeer—Savognin von Hermann L. F. Meyer, p. 434) entnehme ich folgende Zeilen: „Die Breccie besteht unten an der Basis aus aufbereitetem Rofnaporphyrmaterial. Nach oben nehmen Sedimentbrocken immer mehr überhand, bis der normale Typus des Gesteins entsteht: eine polygene Breccie mit vorwiegend kalkiger Grundmasse und Komponenten". „Weiter nach Osten folgen darüber (d. h. über der Taspinitbreccie = Jura) feine, plattige, brecciöse Kalke, die sich mit ziemlicher Sicherheit der unteren Kreide zurechnen lassen." Es ist das offenbar derselbe Kalk, von dem es zuvor heißt: „An einigen Stellen findet sich ein dunkler brecciöser Kalk mit oolithischen und zoogenen Komponenten (auch einzelnen diaphthoritisierten Granitbrocken nach meinen Beobachtungen), der vielleicht untere Kreide darstellt." Beginnen wir mit ihr! Ich glaube, es handelt sich bei den letztgenannten Breccien (Meyer's Zone der oberen Breccie) um Transgressionskonglomerate des Cenomans, die ich auch bei Silvaplana am nördlichen Talgehänge, bisher nur erratisch, beobachten konnte und welche aus Gesteinen des Grundgebirges, aufbereiteten Bündner Schiefern und einem jene Gesteinsbrocken umhüllenden Oolithsand mit Kreideforaminiferen[1]

[1] Mein Kollege Herr Dr. R. Wedekind in Göttingen hatte die Liebenswürdigkeit, diese Bestimmung vorzunehmen. — In den grauen Marmoren von Crot über triadischem Quarzit fand Verf. Stielglieder von *Encrinus*. Jene Marmore dürften somit dem Muschelkalk (Virgloriakalk) entsprechen. Die grauen Dolomite darüber enthalten Gastropodenschalen. Ich halte sie für Keuper.

besteht. Die Fundstelle liegt nördlich der Julierstraße oberhalb Silvaplana.

Von Bedeutung ist auch das Vorkommen von weißen Dolomit-Marmorgeröllen in der Kreidebreccie. Es sind das mittelkörnige (Korngröße gegen 1 mm) Marmore mit beträchtlichem Kieselgehalt, der auf der Oberfläche maschenartige Wülste zeigen kann. Ganz ähnliche, dabei stark gefaltete Marmore (vielleicht Trias, Muschelkalk?) sind mir aus dem Fextal aus der rhätischen Decke bekannt. Auch mit manchen grauen sandigen Marmoren der Adula ist Ähnlichkeit vorhanden. Kontaktminerale fehlen denselben. Die mit ihnen zusammen vorkommenden Gneisbrocken sind stark chloritisiert und stammen aus einer hohen Zone des Grundgebirges. Auf das Vorkommen von violettrotem Abyssit des Malm in der Kreidebreccien sei hier kurz hingewiesen. Globigerinenschiefer der Kreide, eng verknüpft mit Tithon, machte Zöppritz[1] bekannt. Bruchstücke von ähnlichen, vielleicht identen, orangegelben, dünnschieferigen Mergeln verbinden die Gerölle unserer Kreidebreccie von Silvaplana und gehen über in den Oolithsand, von dem oben die Rede war.

Die Übereinstimmung der Globigerinenmergel mit entsprechenden Mergelschiefern der Seewenkreide bei Klosters Dörfli[2] ist eine ziemlich weitgehende, trotz der etwas verschiedenen Färbung. Der Foraminiferen hätte es nicht einmal bedurft, um das postjurassische Alter der Breccie zu beweisen, da grüne Quarzite und violettrote Mn-haltige Abyssite des Tithon als Einschlüsse in der Kreidebreccie von Silvaplana auftreten.

Die sedimentäre Breccienbildung im mittleren und südlichen Graubünden setzt aber nach den Beobachtungen von Zyndel und Cornelius[3] schon im Lias ein, vermutlich im oberen Abschnitt desselben.

Die grünen Eruptiva fehlen den Jura-Kreidebreccien bei Andeer vollständig, wohl aber sind Ophicalcitbrocken (d. h.

---

[1] Geologische Untersuchungen im Oberengadin. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg. 16. 1906. p. 38—39.

[2] W. v. Seidlitz, Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon; ebenda. p. 282.

[3] H. C. Cornelius, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Centralbl. f. Min etc. 1912. No. 20. p. 632—638.

Gemenge von Serpentin und Marmor) von mir in der nach v. Seidlitz[1] der Kreide (mit Orbitulinen) angehörigen Flyschbreccie, als Gerölle, am Telisunasee gefunden worden, wodurch die obere Altersgrenze der Serpentine als Cenoman etwa bestimmt ist. Ferner folgt aus dem Fund von Ophicalcit im Kreideflysch, daß die Umwandlung des Peridotits oder Olivinfelses in Serpentin, gleich nach seiner Intrusion, submarin? erfolgt ist.

Die untere Altersgrenze der ophiolithischen Massengesteine ist besonders nach Steinmann's[2] Untersuchungen als oberer Jura festgelegt worden. Die Grünschiefer, Serpentine und Variolite durchsetzen die Abyssite des Malm und sind somit offenbar in der Unterkreide emporgedrungen.

Ein seltener Gemengteil des „Taspinits" sind rote Schiefer der Raibler Stufe, die mit Verrucano leicht verwechselt werden könnten. Bezeichnenderweise ist der Taspinit frei von Verrucano, den man erwarten müßte, wäre der Rofnagneis ein permisches Ergußgestein. Bei Silvaplana habe ich in dem von St. Moritz (Piz Nair) her verschleppten Verrucano Gerölle von Quarzporphyr beobachtet. Sie gehören hier der ostalpinen Decke an, welche über der rhätischen Decke (dem Dach der lepontinischen Serie) heute liegt. Je höher aber eine Decke heute im Deckensystem gefunden wird, um so weiter im Süden ist nach Termier ihr Ursprung („die Wurzel") zu suchen.

Eine wichtige und noch nicht genügend hervorgehobene Tatsache ist nun die, daß nicht nur in Steinmann's rhätischer

---

[1] W. v. Seidlitz, Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. (Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 1906. **16**. 275. (44.)) p. 44 schreibt v. Seidlitz: „Wie die meisten Schiefer im Bereich der Tilisuna-Quetschzone und der Schwarzhornsynklinale sind auch die „Mandelschiefer" und ihre Komponenten stark von Serpentin injiziert." Sie finden sich „in Übergängen zur Tristellbreccie dicht neben der Tilisunahütte und am Absturz des Seehorns zum Tilisunasee." — Am Seehorn fand v. Seidlitz *Orbitulina*. Ferner (p. 276): „Da *O. lenticularis* als Leitfossil für das Urgo-Aptien universelle Bedeutung besitzt, dürfte das untercretacische Alter der durch sie bestimmten Breccien über jeden Zweifel sicher sein."

[2] Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 1905.

Decke, sondern nach Paulcke[1], Zyndel u. a. m. auch in den tieferen Decken, also in relativ weit nördlich gelegenen Ursprungsgebieten ophiolithische Intrusiva sich finden. Die Serpentine sind in den höheren lepontinischen Decken, wie in der ostalpinen Trias und ihrer Basis, als intrusive Stöcke zu beobachten, was eine breite Zone von untercretacischen Olivingesteinen in den ehemaligen Wurzelgebieten der alpinen Deckensysteme bedeutet. Die Führung grüner Gesteine[2] ist also nicht auf die rhätische Decke beschränkt; sie kehrt auch, wenn schon in abnehmender Häufigkeit, jenseits der Wurzel der rhätischen Decke in den ostalpinen Decken wieder, so daß man vielleicht von Norden nach Süden in der unteren Kreidezeit gehend ein Anschwellen der grünen Gesteine von der Bündner Schieferzone bis zur rhätischen Decke, dann wieder ein Spärlicherwerden feststellen könnte.

Kehren wir zurück zur Beschreibung der Komponenten des Taspinits, so haben wir den Lias, nach den Untersuchungen von Dr. Zyndel, als ältesten stratigraphischen Horizont in den Breccien der höchsten Schamser Decken, wie auch in der unteren ostalpinen Decke nach Dr. Cornelius zu betrachten. Interessanterweise fehlen nach Cornelius die Liasbreccien dem dazwischenliegenden Gebiete der rhätischen Decke.

Die Breccienbildung begann im Lias, weil in den Liasschiefern sich zum ersten Male eine Blockfazies einstellt. Somit kann der Rofnagneis des lepontinischen Deckensystems, der als Komponente der Liasbreccie auftritt, nicht jünger sein als Lias. Die untere Altersgrenze ist für den Rofnagneis das Carbon, da ich Casannaschiefer = ? carbonische graphitreiche Phyllite als veränderte Einschlüsse in den Rofnagneisen des Averser Rheintals gefunden habe. Also zwischen Carbon und Lias ist der Rofnagneis und wohl auch der Adulagneis intrudiert, welch letzterer jedoch einer etwas tieferen Decke angehört. Vielleicht liefert uns die folgende Beobachtung nähere Anhalts-

[1] W. Paulcke, III. Unterengadin p. 448 der Geol. Rundschau. 1912. Heft 5/6: „Basale Bündnerschiefer (im Unterengadiner Fenster) z. T. mit basischen Eruptiven (Schieferdecke)".

[2] Wie eingangs kurz erwähnt wurde, liegen in den Bündner Schiefern zwischen Adula- und Tambodecke Gabbros und Diabase.

punkte. In den losen Blöcken der Taspinitbreccie, welche bei Zillis an der Straße verarbeitet werden, fand ich hochkristalline Marmore von graublauer Farbe oft in mehreren (bis ca. 5) cm großen Brocken[1]. Kleinere Kalkstücke, die sich daneben beobachten ließen, waren dicht. Die Marmorbrocken müssen darum als solche der Breccie einverleibt worden sein und können nicht durch die tertiäre Pressung entstanden sein. Man könnte annehmen, daß eine der Breccienbildung vorangehende Gebirgsbildung diesen Teil der Kalke marmorisiert hat.

Ferner zeigen einzelne graue Kalke dicke Calcitadern, welche an der Grundmasse des Taspinits abschneiden. Ähnliches wird an den Dolomitbrocken beobachtet. Faßt man die drei Erscheinungen zusammen: 1. Marmorisierung eines Teils der Kalke, 2. Durchäderung vor Einbettung in die Breccie, sowie auch 3. die Erscheinung, daß der aufgearbeitete Granit schon vor seiner Ablagerung in der Regel gequetscht war, so ergibt sich das Resultat, daß nach der Triaszeit im lepontinischen Gebiet eine Gebirgsbildung einsetzte, die in der Raibler Stufe eine Vorläuferin besaß. Sehr bemerkenswert ist die Tatsache, daß in den Triasschichten sowohl bei Raibl selbst als auch im Unterengadin Quarzporphyrdecken sich eingeschaltet finden. Die quarzporphyrischen Randfazies des Rofnagesteins passen nicht schlecht zu einer Vergleichung mit echten Quarzporphyren des Perms oder der Raibler Trias. Echt-kontaktmetamorphe Kalke konnte ich indessen im Taspinit nicht beobachten. Die Marmorbrocken scheinen selten zu sein; etwa vorhandene Gerölle von kontaktverändertem Kalk müßten ohnedem zu den größten Seltenheiten gehören. Es würde sich lohnen sie aufzusuchen. Der Gehalt an Marmorgeschieben im Taspinit ließe es als möglich erscheinen, daß die Marmore und Quarzite in den tieferen Teilen des Adulamassivs, die von Wilckens und mir aufgefunden sind, bereits im mittleren Lias das waren, was sie noch heute sind.

Vielleicht ein liasisches Alter haben graue Marmorbröckchen in der Breccie. Wenn wir die grauen Marmore der Taspinitbreccie näher untersuchen, so zeigt es sich, daß sie mit Crinoidenbreccien des Lias die größte Ähnlichkeit haben, mit dem einen Unterschiede, daß die nachträgliche Pressung des Taspinits das

[1] Sie waren schon Albert Heim bekannt (siehe oben).

kohlige Pigment der schwarzen Liasbreccie gebleicht hat. Außerdem sind die Spaltflächen der Kalkspatrhomboeder bei den Liasgeröllen des Taspinits der Druckrichtung parallel, sind also senkrecht zur Streckung des Gesteins verlängert. Bei den Crinoidenbreccien des Averser Gebietes (Crot) beobachte ich eine Streckung der Calcitrhomboeder in der Schieferungsebene, welche durch dünne gefältelte graphitreiche Tonhäute angedeutet wird.

Die heute in großen Mengen im Schams auftretenden grünen Gesteine (Gabbro und Serpentine) fehlen dem Taspinit, weil wir vor ihrer Freilegung eine untercretacische Intrusion und eine tertiäre Auffaltung anzunehmen haben. (Sie sind durch ihren fehlenden Granat- und Muscovitgehalt von den Amphiboliten der vorpermischen Gneismassive wohl unterschieden.) Auch fehlen der Taspinitbreccie die mit Amphibolit verwachsenen Lagen von Carbonaten, welche ich z. B. in Geröllen am Rapierbach bei Hinterrhein und am Eingang ins Val di Lei unterhalb der Rheinbrücke gefunden habe.

Ebenso wie die Zonen der oberen und der unteren Breccie im Schams, so enthalten auch die lepontinischen Breccien des Montafon im Jura Geschiebe, welche auf tektonische Bewegungen vor oder während der Breccienbildung hindeuten. Es sind das einmal diaphthoritische (d. h. sek. sericitisierte) Granite, wohl des Silvrettamassivs, und ferner Gerölle aus einer Reibungsbreccie zwischen Triasdolomit und Verrucano. (Diese Störung lernten wir auf dem Verspalen Grat am Fuße des Schwarzhorns kennen.) Die Gerölle, deren Anstehendes mir von Herrn Geheimrat Steinmann und Herrn Dr. Kober gezeigt wurde, bestehen aus Dolomitbrocken, welche durch eisen- und kieselsäurereiche Derivate des Verrucano verkittet sind. Hierin liegen von neuem Hinweise auf tektonische Bewegungen zur Jurazeit[1]. Etwas Analoges läßt sich für die Jurabreccien der Freiburger Alpen (und Brèche de Télégraphe) ableiten.

Die Gegend von Cresta Avers, welche ich im Sommer 1911 besucht habe, leitet in ein Gebiet hinüber, in dem die höheren Schamser Decken zur Entwicklung gelangen. Steigt man von Crot

[1] Bemerkenswert ist das Fehlen von Serpentin in der Jurabreccie zwischen Sulzfluh und Schwarzhorn (vergl. W. v. Seidlitz, p. 429. Fig. 2, aus: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Geol. Rundschau. Bd. III. Heft 5/6. Leipzig 1912).

empor zum Averser Weißberg, so durchquert man die sogen. Gneise und Triasquarzite, dann die Zone der Triasmarmore mit ihren merkwürdigen Silikatbildungen. Erze, Epidot, Strahlstein, Glaukophan, Biotit und Albit sind hier verbreitet in den crinoidenführenden Marmoren der Trias. Unter den Triasquarziten erscheinen turmalinreiche Sericitquarzite und schließlich eine Fülle von Para- und Orthogneisen in konkordanter Lagerung. Am Eintritt ins Val di Lei ist ein Profil zu sehen, wo aplitisch helle und ziemlich dichte Orthogneise, ferner Quarzite, Hornblendeschiefer und Marmore des Paläozoicums ? zur Entfaltung gelangen. Es ist hier vieles wie bei Maloja. Die Gneise der sogen. Malojaserie mit ihren beim „Kurhaus" anstehenden aplitischen Bänken sind genau das gleiche Gestein, welches z. B. am Eintritt des Val di Lei ins Averser Rheintal oberhalb der Brücke ansteht. Die Gneise führen auf ihren Schichtflächen reichlich Sericit, und einzelne spiegelnde Feldspate von bis 1 cm Größe heben sich gelegentlich porphyrartig mit weißen Spaltflächen hervor. In anderen Fällen ist die Verknüpfung der porphyrischen Orthogneise mit dichten Quarziten eine so innige, daß man die Basis der ? Triasquarzite als intrudiert von Graniten ansehen muß. Auf dem Weg von Maloja zum Longhinpasse sind entsprechende Orthogneisbänke zu beobachten. Auch finden sich (wohl in höheren Horizonten) der Malojaserie eingeschaltet, graphitreiche quarzitische Phyllite (vermutlich Carbon), ein Gestein, das als Casannaschiefer bezeichnet wird und im Rofnagneis von Außerferrera als kontaktmetamorpher Einschluß auftritt. Die Rofnaporphyre mit ihren porphyrischen Feldspäten und blauen hexaedrischen Quarzen sind jedoch wohl unterschieden von den Orthogneisen, welche z. B. die tieferen Schichten der Malojaserie kontaktmetamorph verändert haben oder bei Maloja-Kurhaus in einer sulfidführenden dichten Randfazies, wie am Eingang in das Val di Lei, erscheinen[1].

Die tieferen Lagen dieser Granitgneise, welche am Vedozgletscher mit Paragneisen in Verbindung treten, sind z. T. sehr reich an Graphit. Auch kommen körnige Gneise vor mit blauen Quarzen, die an den Rofnaporphyr in diesem Merkmal erinnern.

[1] H. P. Cornelius schildert im Centralbl. f. Min. etc. (1912. 20. p. 634) die Gesteine der Malojaserie als „grünliche Muscovitalbitgneise, mit Alkalifeldspatporphyroblasten; chloritführende Sericitalbitgneise; dunkle graphitreiche Phyllite; der sehr mächtige Komplex größtenteils sedimentärer Herkunft und vermutlich paläozoischen Alters".

Eine große Granitintrusion von vermutlich carbonischem Alter sind die Albula-, Julier- und Berninagranite. Da sich die Gerölle dieser Granite im Verrucano von St. Moritz wiederfinden (ohne eine Spur von Tonalitgneis) neben älteren Schiefergneisen (und ihren Apliten), ferner neben Quarzporphyr, welcher den Juliergranit gangförmig (nach großen Lesestücken bei Punkt 2324 oberhalb Silvaplana zu schließen) durchsetzt, so ist ein vorpermisches Alter der grünen Julier- und roten wie grauen Berninagranite sicher, eine übrigens schon längst bekannte Tatsache[1].

Die im Juliergranit auftretenden Ganggesteine habe ich gesammelt. Es sind folgende: 1. Aplite und Pegmatite; 2. Diabas, den Aplit durchbrechend; 3. Odinit, in schmalen Gängen im Granit; 4. Quarzporphyr. Granitporphyr erlangt im Nairporphyr (Cornelius) eine geologische Selbständigkeit. Seine Tiefenform ist vielleicht der Malojagneis, der im Perm-Verrucano nicht gefunden wird, weil er in größerer Tiefe allmählich erstarrt ist. Blaue Quarze zeichnen ihn[2] in der gleichen Weise aus wie den Nairporphyr und den Rofnaporphyr.

Gehen wir zur Bernina über, so finden wir bei Station „Morteratsch" der Berninabahn Adergneise, genau wie sie aus dem Odenwald durch G. Klemm aus dem Kallstädter Tal (Blatt Birkenau—Weinheim) bekannt geworden sind.

[Dieselben finden sich (aus Verrucano stammend) auch als Geschiebe auf den Abhängen des Juliergranitmassivs bei Silvaplana. Das Eis hatte seinen größten Stau bei St. Moritz und mußte von da nach Maloja wie auch nach Samaden abfließen. Die oben von mir angegebene Kreidebreccie mit Kreideforaminiferen als Komponente und als Bindemittel neben vorwiegend Triasgesteinen (fossilführender Rhät-, Marmor- und Schiefergneis,

[1] K. Dalmer, Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886. p. 139—150. Hier ist die ältere Literatur, besonders die Arbeit vom Rath's und Theobald's mit ihren wichtigen Beobachtungen (Einschlüsse von „Gneis, Granit und Diorit" in porphyrischem Orthogneis des Bernina Falles) zitiert. Später (1897) hat Salomon ähnliche Beobachtungen, die er bei Pontresina angestellt hatte, mitgeteilt.

[2] F. Zyndel (1912. l. c.) erwähnt p. 25 aus dem obersten Teil der Vedozgneise (s. unten) einen „Porphyr mit großen weißen Feldspaten und bläulichem Quarze. Dasselbe Gestein findet sich am Corno delle Ruzze auch über den Dolomiten."

auch Radiolarit des Malm) muß gleichfalls unter der Juliendecke in der Val Suvretta anstehend sich finden lassen. Sie gehört aller Wahrscheinlichkeit nach zu einer der unteren ostalpinen Teildecken (Bardella?-Decke).]

Außerdem hat der rote, grüne und graue Berninagranit eckige Fragmente älterer Schiefergneise und runde Geschiebe von Gangquarzen, auch Aplitbrocken (zu älteren Graniten gehörig) aufgenommen und aus einem alten Gebirgsschutt ein neues festes Gestein gebildet. Stellenweise ist der Berninagranit ganz erfüllt mit dem z. T. granitinjizierten Schiefermaterial[1]. Nehmen wir für den Bernina- und Juliergranit ein obercarbonisches Alter an, so könnte der ältere Granit, welcher in jenen Arkosen als Bestandteil sich findet, kulmisch sein. Im Vedoztal bei Isola im Oberengadin bilden stark gefaltete, dünnblätterige Orthogneise eine mächtige Serie unter den sedimentären Malojagneisen und Carbon?-Phylliten. Nähert man sich dem Vedoz-Gletscher, so erscheinen konkordant den Orthogneisen eingelagert, richtiger unter denselben, mächtige Paragneise, bestehend aus Granat-Hornblendegneisen, Kalkmarmoren, Dolomitmarmoren, Quarziten, Kalksilikatlinsen und Riffen inmitten der übrigen Paragneise, kurz, eine Serie von (mesozoischen) Tonen, Mergeln, Sandsteinen, Kalksteinen und Dolomiten in großer Mächtigkeit, welche von Disgraciagraniten, wie ich nach Steinmann-Cornelius vermute, in ein System von Kalksilikathornfelsen, Quarziten etc. mit allen erdenklichen Kontaktmineralien umgewandelt sind. Die Granitgneise am Kontakt haben viele Kalksilikate aufgenommen, und stellenweise entwickeln sie eine syenitische Randfazies. Auch kommen graphitreiche Gneise vor. Die ganze Serie ist als Fortsetzung der von der Disgracia herstreichenden mesozoischen Zone zu betrachten, welche nicht nur Kontaktmetamorphose, sondern auch Kristallisationsschieferung erfahren hat. (Cornelius, Centralbl. f. Min. etc. No. 8. 246 ff. 1913.)

[1] C. Diener, Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitzungsber. d. math. naturw. Kl. **97**. I. Abt. p. 649. p. 630 werden stark marmorisierte helle Kalke als kontaktmetamorphosiert angesprochen von seiten des Piza d'Err-Granites. Zyndel zeichnet den Err-Granit als Teildecke der unteren ostalpinen Decke. (Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Mit 4 Taf. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. 41. Liefg. 1912. Taf. III. Prof. 8.) Marmorisierung ist bei solch starker Belastung kein Wunder.

Noch ein weiterer „Granit“[1] des Berninamassivs ist jünger als Perm, soweit man das aus seinem Fehlen im Verrucano und aus seinen petrographischen wie geologischen Besonderheiten schließen darf. Im Gebiete des Morteratschgletschers stehen blaugraue, hornblendehaltige Quarzdiorite mit viel braunem Biotit an, samt ihren oft glimmerreichen Ganggesteinen. Die Quarze sind gepreßt und zeigen somit, wie auch gelegentliche Schieferung dieses Gesteinstypus (Fextal), daß die Quarzdiorite des Berninamassivs älter sind als die Alpenfaltung. Gleichwohl möchte ich sie für nur wenig älter halten als tertiär und sie vorläufig mit den Tonalitgneisen, Rieserferner, Adamello usw. vereinigen, die sicher das Rhät kontaktmetamorphosiert haben und jedenfalls in den Zeitabschnitt des jüngsten Mesozoicums hineinfallen. Wären sie ungepreßt, so möchte ich sie für tertiär halten. Einen Anhaltspunkt für ihr geologisches Alter liefert auch die Stellung des Berninamassivs im System der (ostalpinen) Decken. Die Bernina liegt samt ihren Graniten, auch den jungmesozoischen? Quarzdioriten, den Gneisen der Malojaserie auf. Alle ihre Gesteine schwimmen, soweit ich das sehen konnte und mir von anderer Seite auch bestätigt wurde, auf den Malojagneisen. Nur der tertiäre Disgraciagranit bricht durch.

Zur Klärung der Altersfrage des Berninatonalits und auch der Tauerntonalite werden die Serpentine der Unterkreide herangezogen werden müssen, die im Gebiete der Hohen Tauern eine große Rolle spielen und nach Lesestücken zu urteilen auch im Berninagranitgebiet (Morteratschgletscher) vorkommen. Die der Bernina am nächsten stehenden Vorkommnisse von Tonalit sind die von Zapf[2] aus dem oberen Veltlin beschriebenen Tonalite, Diorite und Gabbros, welche örtlich und chemisch zwischen den Adamellotonaliten und den Dioriten der Zone von Ivrea vermitteln. Die Ersetzung der Hornblende durch Biotit und die Uralitisierung der Pyroxene erfolgte unter bald mehr, bald weniger deutlicher Ausbildung von Parallelstruktur und Kataklase[3].

---

[1] E. Blösch erwähnt als Anstehendes des „blaugrauen Berninagranits“ den Munt-Pers, in: Geologischer Überblick über das Berninagebiet. p. 71. Engler's Botanische Jahrbücher etc. Leipzig 1911. **47.** Heft 1 u. 2.

[2] Petrographische Untersuchung der granatführenden Erstarrungsgesteine des oberen Veltlin. Jena. Inaug.-Diss. 1910.

[3] Ref. von F. Becke in Fortschritte d. Min. etc. Jena 1911. p. 243.

Eine besondere Bedeutung erhalten in diesem Zusammenhange auch die tonalitischen Ganggesteine des Ortlergebietes, welche die Phyllitformation und die Trias durchsetzen. Das nachtriadische Alter ist sicher, das von STEINMANN behauptete tertiäre Alter ist noch zu beweisen. Die alpinen Strukturen werden doch wohl nur da durchschnitten, wo es sich um primär aufeinanderliegende Gesteine handelt. Erwähnen will ich hier nur, daß die Suldenite (d. h. die grauen andesitischen Porphyrite) nach STACHE und JOHN den Typus der neovulkanischen Andesite **nicht** tragen. Sie sind jünger als die Ortlerite, da sie Bruchstücke dieser umschließen[1].

Zum Schluß meiner Reise hielt ich mich einige Stunden in Chur auf, um TARNUZZER's Originale des triadischen Quarzporphyrs aus dem Unterengadin zu besichtigen. Was mir im Churer Kantonsmuseum gezeigt wurde, war ein dichtes, splitteriges, kantendurchscheinendes Gestein, das wohl einen gepreßten Quarzporphyr vorstellen konnte, und durch die Untersuchung der Dünnschliffe durch W. SPITZ auch vollkommen sichersteht. Das beiliegende Etikett lautete: „1910. Gequetschter Quarzporphyr in obertriadischem Dolomit (wohl Hauptdolomit, nach W. SPITZ: Dolomit der Raibler Rauhwacke). SW.-Vorgipfel des P. Starlex, Scarltal, Unterengadin." Das Vorkommen von offenbar effusivem Quarzporphyr in außerdinarischem Gebiete entkräftet WILCKENS' Einwand gegen mein „mesozoisches Alter des Adulagneises", den ich mit triadischen Quarzporphyren der Alpen, z. B. von Raibl, verglichen habe. Zudem wird ein Teil der Simplongranitgneise, mit denen WILCKENS den Adulagneis, um sein hohes Alter zu erhärten, vergleichen möchte, neuerdings von ARNDT[2] als „jung" bezeichnet. Bezüglich des Albulagranits darf übrigens kein jugendliches Alter angenommen werden. Den eingeklemmten Liasfetzen aus dem Albulatunnel fehlen alle Erscheinungen von Primärkontakt, wie ich in Chur mich überzeugen konnte. Weniger bestimmt ist das vorpermische Alter des Diabasganges im Juliergranit bei Silvaplana. Er gleicht durchaus gewissen, gleichfalls

[1] Nach H. ROSENBUSCH l. c. p. 555.

[2] ROTHPLETZ, Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1912. Es geht aber nicht an, wie ROTHPLETZ es will, jeden Orthogneis des Simplongebietes als einen jungen Granit zu bezeichnen. Die Gerölle von Gneis am Teggiolo sind einwandfreie Argumente für ein vortriadisches Alter großer Gneiskomplexe.

grünsteinähnlichen, Diabasen[1] aus der rhätischen Decke, z. B. unterhalb Savognin, welche wie jener Diabasgang des Oberengadins frische Granitfragmente (des umgebenden alten Juliergranits) aufgenommen haben. Nach Rothpletz (Geologische Alpenforschungen) soll ein Serpentingang den Albulagranit bei Samaden durchsetzen. Auch im Gebiete der Bernina, sogar im Tal des Morteratschgletschers, mehr noch im Fex- und Vedoztal findet man zahlreiche, z. T. schieferige Serpentine, welche nach Zyndel (l. c. p. 11 u. 26) teils der rhätischen Decke, wie die Gneise des Vedoztals, der Tremoggiadolomit, und der p. 25 (Fußnote) erwähnte „Porphyr mit großen weißen Feldspaten und bläulichem Quarz", teils aber dem Niveau der Malencoschiefer angehören dürften. Noch ein Wort über den Zusammenhang der Ophiolithe und der Tonalite:

Besonders Steinmann wies in seiner Arbeit: Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine[2], auf das Vorhandensein tiefer Kanäle mit Tiefseeabsätzen zur Zeit des oberen Jura hin, welche dann rasch in seichtere Gebiete (Aptychenkalk) und in Strandbildungen (Falknisbreccie) übergingen, Verhältnisse, wie sie heute etwa (nach Steinmann) zwischen den Gebirgszügen in den Grabengebieten der Insel Celebes, Halmahera etc. bestehen. Diese Gebiete haben auch heute ein sehr labiles Gleichgewicht, und starke vertikale Hebungen sind mehrfach in den Gebieten des Stillen Ozeans nach-

[1] Zöppritz beschreibt in: Geologische Untersuchungen im Oberengadin (l. c.) p. 17 Diabasporphyrite aus dem kristallinen Grundgebirge (nach Bestimmungen von Osann), p. 17—18 ferner einen Basaltgang, welcher gleichfalls von Osann geschildert wird und nach Zöppritz „als gangförmiger Durchbruch durch den Triasdolomit der Lavirumschlucht zwischen Giandalrina und Aila veglia (östlich von Pontresina)" bezeichnet wird. Der Basalt führt Titanaugit und war vermutlich ein „Tephrit- oder Nephelinbasalt". Erst bei Roveredo in Südtirol treten wieder (hauyinführende) Nephelinbasalte auf, welche C. Gümbel im Sitzungsber. d. k. bayr. Akad. **26**. 545. (1896) beschrieb und von Rosenbusch (Mikr. Phys. **2**. 2. 4. Aufl. p. 1446 und p. 1356) erwähnt werden. — Wieder ein anderes Alter haben die Melaphyre der südalpinen Trias, welche als basische Spaltungsprodukte der Raibler Quarzporphyre vielleicht aufzufassen sind. Von Südtirol aus, wo das Maximum ihrer Verbreitung in den „Dolomiten" liegt, erstrecken sie sich nach Westen bis Recoaro, wo sie aus Wengener Schichten H. v. Foullon als Hyalodiabase beschrieben hat (Über Eruptivgesteine von Recoaro. Tschermak's mineralog.-petrograph. Mitt. 1879. **2**. 449—488.)

[2] Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 1905.

gewiesen worden. Die Bildung von ophiolithischen Massengesteinen in den Synklinalgebieten ist eine von STEINMANN besonders hervorgehobene Erscheinung.

In den Antiklinalgebieten scheinen jedoch saurere Gesteine, welche dem primären Magma näher kamen, zur Entwicklung gelangt zu sein. Hierbei denke ich besonders an die Tonalitgebiete z. B. des Adamello[1], des „Granits" von Brixen, des Rieserferners und an manche quarzdioritische Gesteine des Berninamassivs, von welchen oben kurz die Rede war. Gegen Westen hin gehen die quarzreichen Tonalite in Diorite und Syenite über, oder auch in Gabbros, welche in der Zone von Ivrea überwiegen. Den Altersunterschied zwischen den basischen Eruptivgesteinen der „Ophiolithe, Serpentine, Diabase, Gabbros" etc. und den Dioriten und Tonaliten der Antiklinalgebiete (in der Jura- und Kreidezeit) kann ich nicht als groß ansehen. Die Serpentine Bündens sind, wie wir sahen, untercretacisch; die Tonalite wurden noch gepreßt und mit der Zone von Ivrea, welche nach Osten über Bellinzona gegen Disgracia und Adamello immer breiter wird, in abnehmendem Maße nordwärts disloziert. Sie sind älter als Tertiär, jünger als Unterkreide, da sie als Gerölle im Cenoman fehlen, und werden vermutlich der oberen Kreidezeit angehören. Die alkalireichen Magmen von Predazzo und Monzoni haben mit den Tonaliten nichts zu tun. Sie sind nicht mehr gepreßt und sind jünger als die Alpenfaltung.

Zum Schluß dieser Ausführungen möchte ich noch auf die Möglichkeit eines Zusammenhanges zwischen den Alkaligesteinen der Südalpen mit einigen Vorkommen Na-reicher Gesteine im piemontesischen Gebiet hinweisen. Ein in petrographischer Hinsicht dem Na-reichen Pelvouxgranit[2] nahe verwandtes aplitisches

---

[1] Herr Prof. SALOMON in Heidelberg hatte die Freundlichkeit, mir seine Originalhandstücke des Adamellotonalits zu zeigen. Dieselben zeigen alle starke Pressung, welche vielleicht in keinem sehr großen zeitlichen Abstand von der Intrusion erfolgt ist. Sogar der Kerntonalit ist gepreßt etwa in dem gleichen Maße wie die Tonalite der Bernina. Beide haben die letzte Alpenfaltung passiv überstanden.

[2] M. P. TERMIER spricht den „Protogin" des Pelvouxgebirges als einen Alkaligranit an, wofür er den Beweis auf chemischem Wege erbringt (Comptes Rendus etc. Paris. 1897. p. 317—320). „Die Granitmassive des Pelvoux erscheinen inmitten kristallphyllitischer Gesteine von unbekanntem Alter, sicherlich älter als Carbon. Am Kontakt wird der Granit aplitisch,

Ganggestein (bestehend aus Quarz, Albit und Hornblende) durchsetzt in einem Gang die grünen Gesteine der Schistes lustrés, für welche Termier u. a. m. ein liasisches Alter feststellen konnten (Serpentin und Gabbro sind auch anderwärts die Vorläufer von Graniten, vergl. Odenwald etc.). Der genannte aplitische Gang befindet sich im Osten des Pelvouxmassivs nahe der italienisch-französischen Grenze am Mont Genèvre bei Briançon. In den Erläuterungen zu „Feuille Briançon" de la Carte géologique de France, welches von Termier und Kilian aufgenommen wurde, wird das Gestein von Termier kurz beschrieben und auf der Karte eingetragen. Außer diesem durch Termier entdeckten Albit, Hornblende-Quarzgang im Grünschiefer des Mont Genèvre, fand Piolti[1] nur wenige Kilometer östlich davon auf italienischem Boden „aus den Kalktonschiefern und Phylliten", also offenbar den Schistes lustrés des Jura etc., „des Susatales von Cesana Torinese in Piemont ein dunkelgraues, ins Bläuliche spielendes Gestein mit eigroßen hellgrünen Flecken, welches aus Orthoklas, Andesin, Quarz nebst Glaukophan, Strahlstein und Arfvedsonit bestehen soll." [Also offenbar ein ähnlich Na-haltiges Gestein wie das vom Mont Genèvre.] Der Glaukophan, der ziemlich reichlich auftritt, wird nicht für primär gehalten. Er fehlt den Gesteinspartien ohne Druckphänomene. „Der Gangcharakter des Gesteins ist nicht sicher. Wenn das Gestein ein Aplit ist, so läge ein den Albititen nahestehender Amphibol-Aplit vor." Als Albitite oder Natronaplite schildert Rosenbusch p. 589 nach Turner ein Ganggestein aus dem cretacischen ? (vergl. Steinmann p. 30. 1905) Serpentin im Meadow-Valley, Sierra Nevada, bestehend aus Albit, Muscovit, Quarz, Erz und Apatit. Offenbar ist hier die Paragenese und das geologische Alter das gleiche in Piemont wie in den Gebieten bei San Francisco. Sogar die aus Eruptivmaterial

---

aber zeigt keine chemische Abänderung, und da, wo das Gestein nicht durch die gebirgsbildenden Kräfte geschiefert (laminée) ist, erscheint die Grenze zwischen Eruptivgestein und kristallinen Schiefern scharf." Der Pelvouxgranit ist ein vortriadischer Protogin. Das zeigten W. Kilian und P. Termier, Note sur divers types petrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives dans les Alpes françaises. Bull. Soc. geol. France (3.) **26**. 357. 1898.) Chemisch verwandte Granite erscheinen im hercynischen Massiv des westlichen Korsika.

[1] Nach H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie etc. **2**. 1. Hälfte. 4. Aufl. 1907. p. 285.

(Eklogit etc.) hervorgegangenen Glaukophangesteine wiederholen sich in beiden Gebieten.

Betreffs der Glaukophangesteine des Bagnetals im Wallis kommt GRUBENMANN[1] zu dem Schluß: „Die Glaukophangesteine des Bagnetales sind demnach in nicht allzu großer Tiefe der Erdrinde unter Streß umkristallisierte Eruptivgesteine theralitischer Natur oder Tuffe derselben, welch letztere z. T. mit sedimentärem Material von einerseits kalkiger, anderseits kieselig-toniger Natur mehr oder weniger vermischt waren[2]." Mineralogisch erinnert das carbonatreiche Glaukophangestein (südöstlich Loutier) außerordentlich an den glaukophanhaltigen Triasdolomit, den ich an der Straße zwischen Crot und Avers Cresta gefunden habe. (Interessenten, welche dies Gestein bearbeiten wollen, steht es gerne zur Verfügung.)

E. JOUKOWSKY beschrieb in Archives T. 14. p. 151—171 und 261—281 (Sur les éclogites des Aiguilles Rouges) alkalireiche Ganggranite und Amphibolite in den Phylliten der Aiguilles Rouges im Wallis, nördlich der Dent Blanche. Ein solcher „Granulit" besteht aus Quarz, Orthoklas, Mikroperthit, Albit, Oligoklas, Muscovit, Zirkon und Granat, weist folgende chemische Zusammensetzung auf, wie ich einem Referat in Eclogae geol. Helv. **7**. p. 642 entnehme: SiO_2 70,26, Al_2O_3 16,33, CaO 3,75, K_2O 4,18, Na_2O 5,95. Amphibolreiche Abarten haben 67 % SiO_2 und 6,12 % Na_2O, trotzdem wird gemeine Hornblende angegeben. Schließlich wird die Umwandlung des Pyroxens eines Eklogits in alkalihaltige Hornblende besprochen und auf Intrusion des feldspathaltigen Magmas zurückgeführt. Es wäre interessant, zu wissen, ob diese Eklogite zur mesozoischen Grünschieferserie oder zur vorpermischen Serie gehören. Da H. PREISWERK[3] granatführende Amphibolite, von jurassischem Alter der Intrusion, im Simplongebiet aufgefunden hat, so könnten auch manche alpine Eklogite zur Eruptionsfolge der mesozoischen grünen Gesteine gehören. Würden die Eklogite

---

[1] In Festschrift HARRY ROSENBUSCH. Stuttgart 1906 (Über einige schweizerische Glaukophangesteine, p. 17).

[2] L. MILCH möchte in den von GRUBENMANN beschriebenen Glaukophangesteinen mehr Ganggesteine, insbesondere Lamprophyre, erblicken (Über Glaukophan und Glaukophangesteine etc. Dies. Jahrb. Festband. p. 348—396. 1907.

[3] M. H. PREISWERK, Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Mat. Carte géol. de la Suisse. Livr. 26. 1. Part. 42 p.

der Aiguilles Rouges mesozoisch sein, so wären in jenem Gebiet jüngere Granite vorhanden.

Diabasartige Gesteine durchsetzen in Gängen die mesozoischen Gabbros des Mont. Genèvre. Diese Gesteine wurden ausführlich beschrieben von Cole und Gregory[1].

Vielleicht gehören hierher auch die Dioritporphyrite des Briançonnais, welche Kilian und Termier[2] beschrieben und mit dem Esterellit (porphyres bleus) verglichen haben. Diese bilden Lagergänge im Carbon-Sandstein, während der Esterellit das Perm durchsetzt (H. Rosenbusch, Mikr. Phys. II. **1**. p. 564). Das letztgenannte Gestein hat Beziehung zu den Tonaliten.

Ganggesteine in Verbindung mit Amphiboliten erwähnt auch H. Preiswerk. Diese Gänge durchschneiden die gabbroiden Amphibolite, sie sind teils basisch, teils saurer als das normale Magma und sind ausgezeichnet durch ihren Reichtum an Tonerde und Eisenoxyd. Endlich sind deutlich geschichtete Gesteine als Tuffe zu betrachten, die sich von amphibolitischen Auswurfmassen ableiten. Ihre Zusammensetzung ist übereinstimmend mit den benachbarten Eruptivgesteinen, doch mit dem Unterschiede, daß sie in gewissen Lagen einen wesentlichen Gehalt an $Ca\,C\,O_3$ aufweist. Die von Preiswerk beschriebenen Gesteine sind immer in der Nähe des Kontaktes von Trias und Lias zu finden. Sie sind also z. T. liassisch. Sehr bemerkenswert ist ein Quarzalbitgestein mit Hornblende und Biotit von der Zusammensetzung der Diorite von anormalem Natron- und Eisengehalt und aplitischem Gefüge. Es findet sich häufig am Kontakt der Amphibolite mit den Sedimenten. Schließlich fand Preiswerk, eingeschlossen in Kalkschiefern, eine Linse von Quarz und Albit, mit Diopsid und großen Turmalinkristallen. Man fragt sich da unwillkürlich, wo der Granit oder Diorit geblieben ist, der die Borsäure zum Turmalin geliefert hat. Auch an die turmalinführenden Dolomite von Campolungo wäre zu erinnern, ferner an die Staurolithe und Granate im Liasschiefer am Skopi, welche Königsberger (1909. l. c. p. 895/6) auf Dynamometamorphose, oder, wie er sich präziser ausdrückt, auf Dislokationsmetamorphose zurückführen will. Ich meine, gerade in dem ganz lokalen

[1] Quat. Journal of the Geol. Society. 1889. **45**. No. 199.

[2] Contribution à l'etude des microdiorites du Briançonnais. Bull. Soc. gèol. Franc. 1898. p. 348.

Vorkommen von staurolithführendem Liasschiefer ist die Erklärung durch Regionalmetamorphose, worunter ich mit KÖNIGSBERGER eine Teleinjektionsmetamorphose verstehe, viel ungezwungener. In dem angrenzenden Tessiner Granitgneis ist freilich der Herd für diese Mineralbildung nicht zu suchen, der ja (nach KÖNIGSBERGER) permisch ist. Aber die von Graniten der Tiefe ausgehenden Colonnes filtrantes im Sinne von TERMIER mögen für jene Umwandlungen verantwortlich gemacht werden. Die Dislokationsmetamorphose setzte erst im Tertiär mit ganzer Wucht ein und verwischte so manchen Primärkontakt von mesozoischen Gesteinen und aplitischen Gängen, wie wir das auch vom Adulamassiv[1] annehmen dürfen.

Schlußwort.

Was die Altersfrage des Adulagneises betrifft, so ist es mir wahrscheinlich, daß er eine Fazies der Tessiner Gneise darstellt, für die ein permisches Alter angenommen werden darf[2]. Schwarze phyllitische Schiefer, vermutlich dem Niveau der Casannaschiefer angehörend, auch gewissen Bündner Schiefern nicht unähnlich, fanden wir zwischen Inner- und Außerferrera in den gewaltigen Blöcken von granitporphyrischem Rofnagneis als echte Einschlüsse, die jeden Gedanken an Einfaltung ausschließen.

Bezüglich der oberen Altersgrenze des Rofnaporphyrs wissen wir nur, daß er als Einschluß in der Jurabreccie (als Taspinit) sehr häufig ist. Er wurde zuerst während der Liaszeit freigelegt.

Die Bestimmung des carbonischen Alters des Rofnaporphyrs und somit wohl auch des Adulagneises ist nur durchzuführen, wenn man diese Gesteine im Verrucano wiederfinden wird. Einstweilen haben wir mit der Wahrscheinlichkeit zu rechnen, daß die schwarzen Schieferschollen im Rofnaporphyr bei Innerferrera obercarbonisch sind, der Porphyr aber dyadisch oder frühtriadisch ist.

Was endlich die stofflichen Transfusionen betrifft, welche wir vom Kontakt der Trias mit dem Granitgneis der Adula beschrieben,

---

[1] Vergl. WILCKENS, 1910. Über Faltung etc. Fig. 3. Die Verschiedenheit von oberem und unterem Dolomit beruht auf der ungleichen Festigkeit beider Gesteine als Folge verschieden starker Pressung.

[2] Vergl. J. KÖNIGSBERGER, 1907.

so sind diese noch während der tertiären Alpenfaltung vor sich gegangen. Eisenoxyde[1], Apatit, Zirkon, Biotit, Albit, Kupfererze und Quarz gelangten in die mesozoischen Sedimentkeile.

Im Adulagneismassiv reicherten sich Muscovit und Quarz neben sauren Plagioklasen und Calcit stark an auf Kosten der Eisenoxyde. Man kann füglich von einer Ausschwitzung der beweglichen Stoffe sprechen, die einer Kontaktmetamorphose äußerst ähnlich sieht, zumal wenn diese durch nachträgliche Dynamometamorphose verändert wurde. Auch mit der Möglichkeit getrennter Vorgänge muß im Adulamassiv gerechnet werden. Man könnte sich vorstellen, daß die Adulagneise eine Art von Neuerweichung durchgemacht haben, welche sie zu dieser Abgabe von Stoffen befähigte. Auf alle Fälle aber ist aus den heutigen Lagerungsverhältnissen gegenüber der Trias allein nicht mit Sicherheit auf jugendliche Intrusion zu schließen. In dieser Hinsicht schließe ich mich Wilckens an. Ob allenfalls in den tieferen Teilen des Adulamassivs noch zur Tertiärzeit sich primär erhitzte Magmenteile befanden, ist nicht sicher zu beweisen, aber nicht sehr wahrscheinlich. Wir können auch die stofflichen Wanderungen als Begleiterscheinung einer intensiven Dynamometamorphose auffassen, ganz entsprechend den mineralischen Neubildungen im Dolomit von Kampolungo und im Binnental (Turmalin, Sulfide etc.).

Wenn, wie ich vermute, die Adula-Orthogneise (wie auch die Tessinergneise) Tiefenäquivalente der permischen Quarzporphyre sind, so ist die allmähliche Erstarrung der sauren Magmen bis in die postpermische Zeit zu verlegen. Daß aber die Adula nur

---

[1] Die skarnähnlichen Schnüre im Triasmarmor von Crot-Cresta im Averser Rheintal betrachte ich als die Kontaktbildung dioritischer Massen im Mesozoicum. Gerade der Glaukophan ist in der „Zone von Ivrea“ sehr verbreitet. Cornelius (l. c. p. 634) erwähnt goldbraun gefärbte Biotite und blaue Alkalihornblenden als Kontaktminerale in den Malojagneisen, erzeugt durch die ophiolithischen Eruptiva.

einen Teil des Tessinermassivs vorstellt, hat Alb. Heim[1] zur Genüge bewiesen.

Zum Schluß will ich nochmals auf den mutmaßlichen Zusammenhang der Rofna- und Adulagneise mit den permischen Ergüssen im südalpinen Gebiet, das ja in erster Linie für die lepontinischen Tessinergneise wichtig ist, zurückkommen.

C. Schmidt und G. Steinmann waren in ihren „Geologischen Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano“[2] über das Alter der Porphyre von Lugano zu dem Schlusse gekommen, daß sie jedenfalls später als frühcarbonisch und jünger als untertriadisch seien. M. Käch stellte in seiner Monographie des „Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Val Sesia“ (l. c. p. 55) fest, daß der Porphyr auf der Höhe der Colma in Porphyrkonglomerate und weiter in glimmerigen, roten Sandstein von geringer Mächtigkeit übergeht. Es sind das die Campiler Schichten, in denen man jüngst die bezeichnenden Fossilien fand[3]. Es könnten hier sehr wohl die Porphyr-Ergüsse in die Zeit des unteren Buntsandsteins hereingereicht haben. Gehen wir in das dinarische Gebiet über, so begegnen wir wieder frühtriadischen Effusivgesteinen, und zwar Orthophyren in den Werfener Schichten der Gegend von Virpazar in Montenegro, welcher von H. v. Foullon beschrieben wurden[4].

Mesozoischen Alters sind die von C. John[5] beschriebenen Diabasporphyrite aus den Werfener Schichten von Bosnien-Herzegowina, die ein Analogon zu dem Olivindiabas von Montenegro und vielleicht zu den oberpermischen bis untertriadischen Melaphyren des Aarmassivs (nach Milch[6]) gehören, die von Rötidolomit = Muschelkalk (Paulcke) oder = Lettenkohle (Buxtorf) bedeckt werden.

---

[1] Alb. Heim, Geologische Nachlese No. 17: Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassivs. Taf. IV. p. 397; Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 51. 1906.

[2] Eclogae geol. helv. **2**. 1890. p. 8 u. ff.

[3] H. Reich, Über ein neues Vorkommen von Fossilien im Servino des Luganer Sees. Centralbl. f. Min. etc. 1912. No. 22. p. 702—704.

[4] Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1884. **34**. 102. Derselbe Autor beschrieb Olivindiabas aus Werfener Schichten Montenegros. Das gleiche Gestein findet sich nach H. Rosenbusch (l. c. p. 1251) in den Halobienschichten des Val Trompia oberhalb Marcheno in den Südalpen.

[5] Über kristallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.

[6] L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892.

Einer jüngeren Periode (Wengener Schichten) gehören die „Glimmervitrophyrite mit und ohne Quarzeinsprenglinge“ in der südalpinen Trias an, als eine Formation von Gängen und meistens kleinen Stöcken. (Vergl. H. Rosenbusch, Mikr. Phys. II, 2. p. 1073).

G. Stache und C. John[1] beschrieben Labradorporphyrite aus dem Gneisphyllit des Zwölferspitzgebietes in Tirol (nahe der östlichen Schweizergrenze). „Dieselben stehen (nach H. Rosenbusch, l. c. p. 1099) in allerengstem geologischem Verbande mit sauren Gesteinen, welche die Verfasser zu den Quarzkeratophyren rechnen.“ „Der Kieselsäuregehalt ist im Mittel 55 %, steigt aber bis fast 60 % und sinkt bis 46 %. Die Verwandtschaft mit den Ortleriten und Süldeniten ist bei den alpinen Vorkommnissen eine unverkennbare.“ Es sei hier auf die geringe Entfernung vom Ortlergebiete hingewiesen. Durch das Auftreten von Quarzkeratophyr nahe der schweizerischen Ostgrenze erklärt sich zwanglos das Vorkommen von „Quarzporphyr“ in den Triasdolomiten des Scarltales, im Unterengadin, das Tarnuzzer[2] beschrieben hat. Wir sehen überall die Fülle triadischer Eruptiva vom Perm an in den Südalpen auftreten. In den nordschweizerischen Gebieten finden die dyadischen Eruptionen ihr Ende mit den Melaphyrausbrüchen, die Milch in seinem Verrucano-Werke beschrieben hat. In den Südalpen geht jedoch die Reihe der Eruptionen unendlich lange Zeit vor sich unter Entwicklung von Kalkalkali oder seltener Alkalimagmen, wie wir unten sehen werden. — Das nördlichste Vorkommen eines triadischen Eruptivgesteins ist der von Kathrein[3] beschriebene Ehrwaldit. Das Gestein ist mit dem ostalpinen Deckenschub nach Nordtirol gelangt, wie noch einige entsprechend gelagerten Gesteine.

Ein z. T. viel jüngeres Alter haben hingegen die Spilite, die C. Schmidt[4] „als Gänge und Lager im Flysch des Eisentobels bei Iberg im Kanton Schwyz und des Griesbachtobels bei Château

---

[1] Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe in Westtirol. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1877. **27**. 143—242.

[2] Eclog. geol. helv. **13**. 1912.

[3] Über den sogen. Augitporphyr von Ehrwald. Verh. d. geol. Reichsanst. Wien. 1890. No. 1.

[4] Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. Dies. Jahrb. 1887. I. 58.

d'Oex (Waadt), sowie in 80 m mächtigen Lagergängen im Verrucano der Kärpfstockgruppe, hier olivinführend" (H. Rosenbusch, l. c. p. 1274) beschreibt.

Wenden wir uns nunmehr dem so rätselhaften Basaltgang im Triasdolomit des Oberengadins zu, welchen Zöppritz (1906) beschrieben hat. Man kennt seit 2 Jahren etwas Ähnliches aus dem Vicentinischen durch L. Maddalena[1]. Milch berichtet in dies. Jahrb. 1912. II, 2. p. 224 darüber folgendes: „Verf. beschreibt ein in die Wengener Eruptivperiode fallendes, das Eruptivmassiv der Guizzeberge bei Schio durchsetzendes lamprophyrisches Ganggestein mit Nephelin und Nosean, das einem von Artini von Recoaro geschilderten Gestein sehr ähnlich ist; analoge Gesteine wurden früher von v. Lasaulx und v. Foullon als Glimmerporphyrit beschrieben."

Die porphyrischen Ganggesteine der Südalpen haben nach Salomon[2] sehr verschiedenes Alter, so daß wir also für die Südalpen wenigstens vier verschiedene Intrusionsepochen der Gänge voraussetzen müssen: Tertiär, Trias, Perm und präpermisches Paläozoicum. Auf die wichtige Literaturzusammenstellung in dieser Arbeit sei hier kurz verwiesen. Die genauere zeitliche Datierung der triadischen Laven und Gänge lag jedoch außerhalb des Rahmens jener Arbeit, die den Nachweis eines „tertiären Alters des größten Teils der dunklen Gangformation der Südalpen" in jenem Abschnitte erbringen will. Salomon stützt sich dabei einmal auf posttonalitische dunkle Gänge im Adamello, dann auch besonders auf die von Cazzaglio und ihm selbst gemachte Beobachtung, „daß gefaltete Schichten der Trias, und zwar besonders häufig des Muschelkalks von ungefalteten Porphyritgängen durchsetzt werden". Wichtiger für uns ist die von Salomon[3] (1897) auf Grund der Auffindung einer Kontaktmetamorphose im Nebengestein ausgesprochene Vermutung, daß der Granit von Baveno

---

[1] Über einen neuen nephelin- und noseanführenden Basaltgang im Vicentinischen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **62**. 164—170. 1910. 3 Fig.

[2] W. Salomon, Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. II. Intrusivgesteine. **21**. Heft 2. „Alter der Gänge." p. 585—589.

[3] W. Salomon, Über Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1897.

zu den jüngeren Alpengraniten gehöre, während Käch Hinweise dafür bringt, daß er dyadischen Alters ist. In seiner Struktur, seiner Lagerung, als isolierter Stock im älteren Gebirge, gleicht er am meisten dem Granit von Zinnwald im Sächsischen Erzgebirge, der den permischen Quarzporphyr von Teplitz in Topasfels verwandelt hat. — Die Fülle der oben angeführten alttr.adischen Effusivgesteine macht es sicher, daß auch granitische Intrusivgesteine in der älteren Triaszeit im südalpinen Gebiete entstanden sind, welche wir in den Tessiner Gneisen nach dem Vorgange von Königsberger zu erblicken haben. So ist es denn auch möglich, ja bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich, daß die Dolomite der Trias die letzten Nachwirkungen der unter älteren, permischen? Schiefern erstarrenden Granite verspürten und daß einzelne Aplitgänge die Triasdolomite durchfurcht haben.

Tafel-Erklärungen.

Tafel VIII.

Blick von der Alpe di Muccia (Bernhardin-Paß) ins Tal von Missocco (Missox).

Tafel IX.

Rundhöcker von Glimmergneis mit „aplitischer Faltungsschliere“ am Grunde und Einschlüssen von Triasdolomit im Muldenkern der liegenden Falte. Das umgebende Gestein ist carbonathaltiger Biotitgneis.

Tafel X.

Fig. 1. Dolomiteinschluß in Biotitgneis vom Grunde des Rundhöckers ($\frac{1}{2}$ nat. Gr.).

„ 2. Wechsellagerung von feldspatisiertem Glimmerschiefer und Kalkschiefer mit Glimmerlagen und einzelnen Albiten (rechts oben). in $\frac{2}{3}$ nat. Gr. von der obersten Kehre der Bernhardinstraße bei Hinterrhein.

Tafel XI.

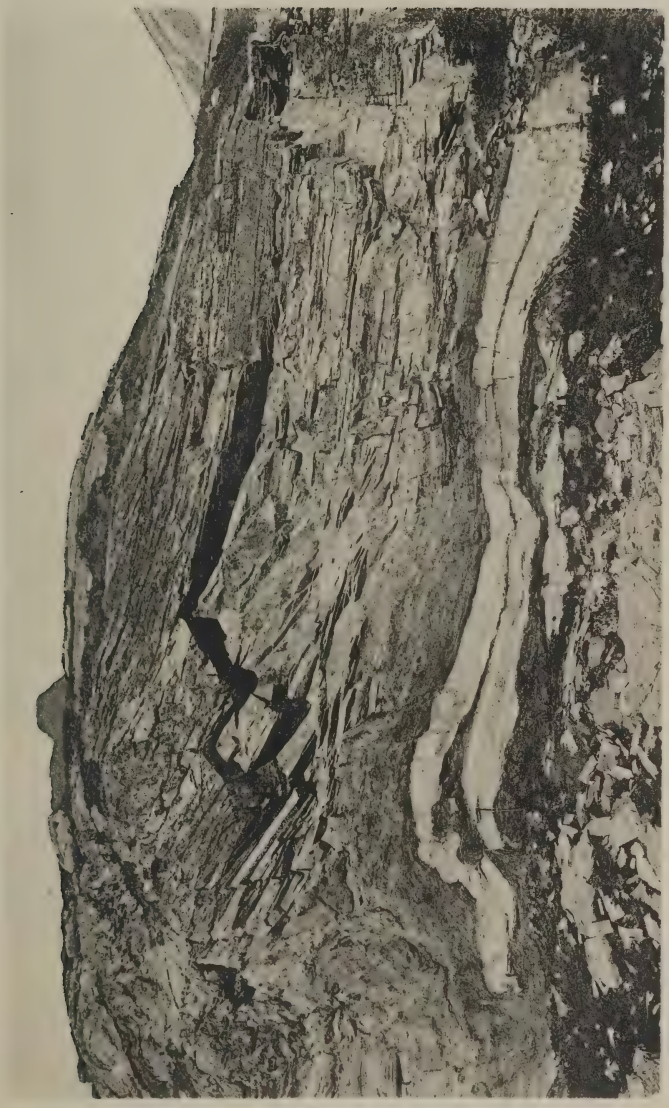
Fig. 1. Hornfelsartiges Mischgestein von Biotit in pegmatitischer Ausbildung, Plagioklas, Quarz, Apatit und Zirkon mit Carbonat (Ankerit).

„ 2. Dasselbe in dichter Ausbildung.

Autor phot., Ende August 1910.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

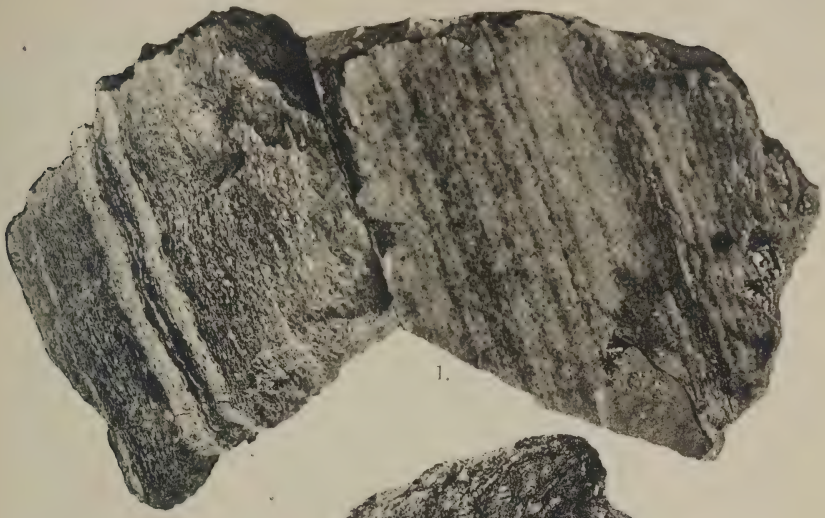
W. Freudenberg: Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs.



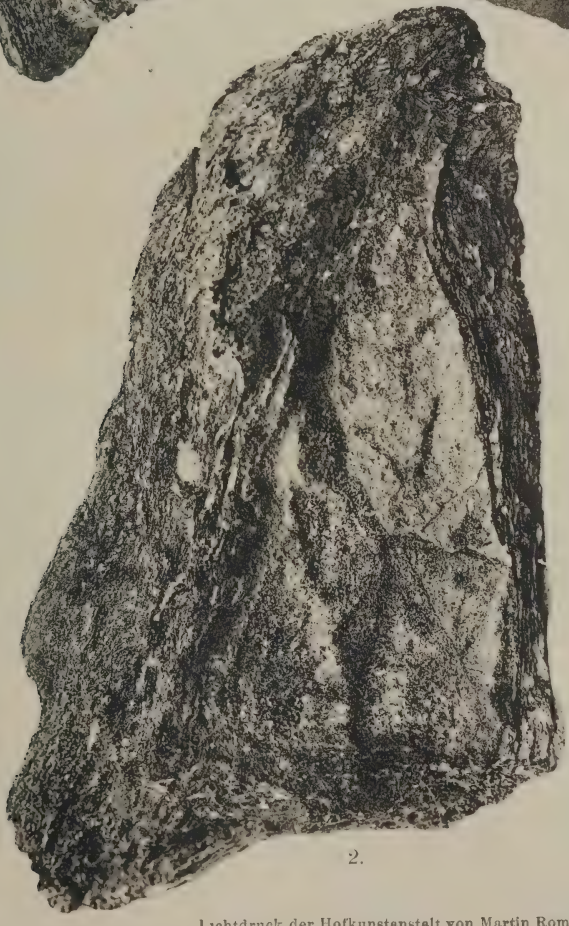
Autor phot.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

W. Freudenberg: Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs.



1.



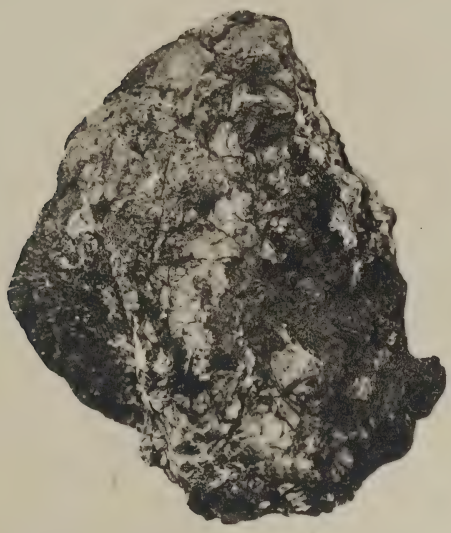
2.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

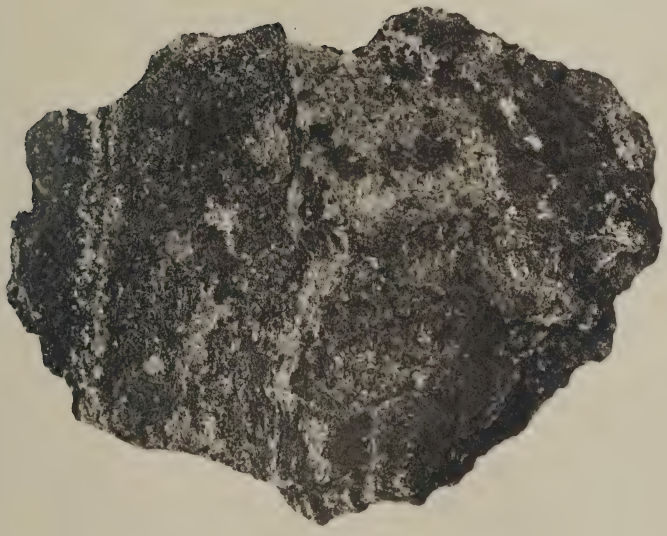
Autor phot.

W. Freudenberg: Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs.

UNIVERSITY OF ILLINOIS



1.



2.

Autor phot. Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

W. Freudenberg: Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs.

Fig. 1.

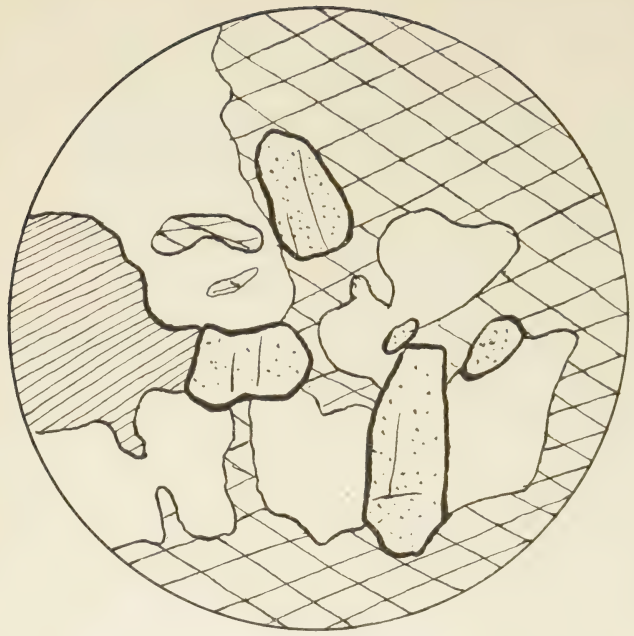


Fig. 2.

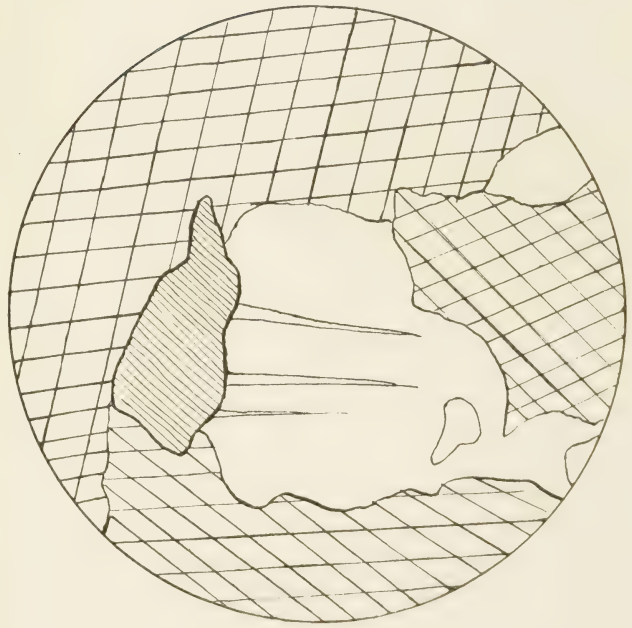


Fig. 3.

Autor del.

W. Freudenberg: Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden).

Tafel XII.

Fig. 1. Biotitschnüre mit Magnetit und Apatit am Rande des Trum, Plagioklas und Quarzkitt im Hauptgestein zu beiden Seiten. Die letzteren Minerale setzten sich zuerst ab, dann der Magnetit und Apatit, schließlich der Biotit, zuletzt (a. a. O.) das Carbonat.

„ 2 und 3. Hornfelsartige Durchwachsungen von Ankerit (mit rhomboedrischen Spaltrissen), Biotit (schraffiert), Zirkon (punktiert) und einem Gemenge von Plagioklas mit Quarz (weiß gelassen).

Taf. XII Fig. 1—3 sind nach mikroskopischen Vergrößerungen des auf Taf. XI (in $\frac{2}{3}$ nat. Gr.) dargestellten Gesteins angefertigt. Taf. IX zeigt die Fundstelle in etwa $\frac{1}{100}$ der nat. Gr.

Die Quarzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung.

Von

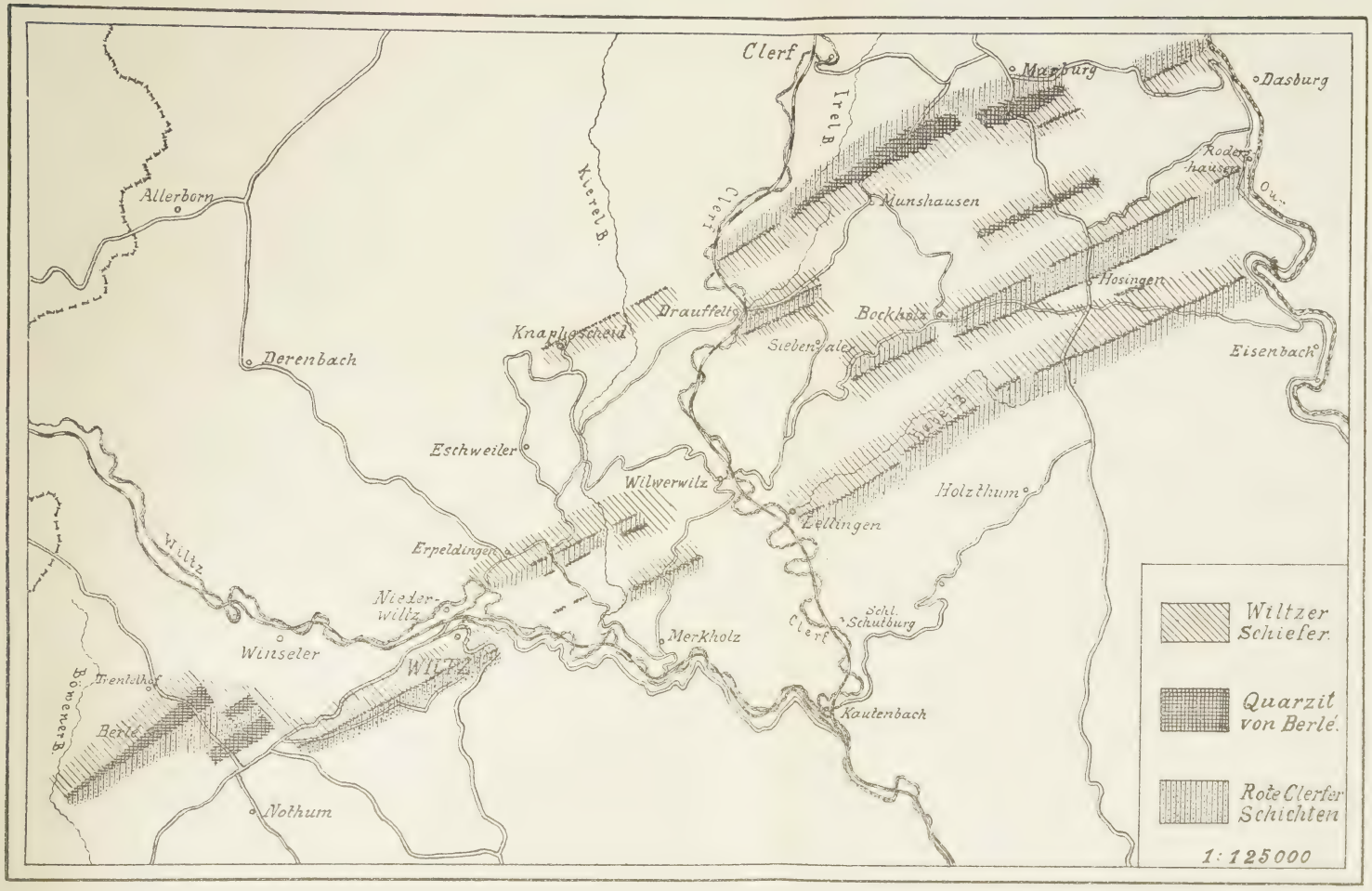
Cl. Leidhold in Straßburg i. E.

Mit 1 Kartenskizze (Taf. XIII).

Einleitung.

Das für die folgenden Untersuchungen in Betracht kommende Gebiet umfaßt den nördlichen Teil des Großherzogtums Luxemburg, der von den östlichen und südlichen Ausläufern der Ardennen eingenommen wird. Im Süden bildet die Trias eine Grenze, im Osten trennt die Our Luxemburg von Preußen, während im Westen keine natürliche Grenze vorhanden ist. Der Ösling, wie der nördliche Teil des Großherzogtums auch genannt wird, stellt eine flachwellige Hochebene von einer mittleren Höhe von 500 m dar, deren höchste Erhebungen mit 550 m im Süden liegen. Nach Norden findet eine allmähliche Abdachung bis zu 450 m statt.

Flüsse und Bäche haben aus diesem Plateau eine an tiefen Tälern reiche, wechselvolle Landschaft herausmodelliert. Entgegen der allgemeinen Abdachung des Gebirges nach Norden wird das ganze Gebiet nach Süden entwässert. Die Sauer durchschneidet den Ösling in westöstlicher Richtung, nimmt bei Göbelsmühle die von Norden kommende Clerf mit der Wiltz auf und wendet sich nach Süden, um in einem engen, tiefeingeschnittenen Tal das Gebirge zu durchfließen. Parallel mit der Clerf und der mittleren Sauer verläuft die Our, der Grenzfluß gegen Preußen; sie entspringt bei Losheim, nordöstlich von St. Vith, durchfließt ein enges, zerrissenes Tal und mündet bei Wallendorf in die Sauer. Das zwischen der Clerf und der Our gelegene Plateau der Hosinger



Litho-chemigr. Inst. v. G. Reisacher Stuttgart

Cl. Leidhold: Die Quarzite von Berlé in Luxemburg.

Gegend wird nach beiden Seiten von kleinen Bächen entwässert, von denen besonders die Zuflüsse der Our sich durch tiefe Schluchten auszeichnen; beträgt doch der Höhenunterschied zwischen Plateau und Tal 250 m.

Der Ösling wird in seinem ganzen Umfang von einem bunten Wechsel hell- und dunkelgefärbter Schiefer, von Grauwacken, Quarziten, Sandsteinen, quarzitischen Sandsteinen etc. eingenommen, die dem Unterdevon angehören. Dieses bildet hier einen Teil der Eifel-Mulde (Synclinal de l'Eifel der belgischen Geologen), die sich von der Maas in östlicher bezw. nordöstlicher Richtung nach Preußen erstreckt. Während sie im Westen noch schmal ist, erweitert sie sich in der Richtung nach Osten allmählich immer mehr und nimmt, je weiter nach Osten, immer jüngere Schichten auf. Im Ösling bilden die sogen. Wiltzer Schichten als jüngste die innere Ausfüllung; auf beiden Flügeln folgen dann die älteren Ablagerungen. Die Schichten streichen im allgemeinen N. 55—75° O.; auf dem südlichen Flügel der Mulde sind sie meist nach Nordwesten überkippt. Die Verhältnisse werden dadurch etwas verwickelter, daß sich eine Anzahl Sekundärfalten einstellen, besonders in den Wiltzer Schiefern.

Gosselet (Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg; Annales de la soc. géol. du Nord. 1885. p. 260) unterscheidet in Luxemburg eine Anzahl Unterabteilungen und parallelisiert diese mit den belgischen gleichalterigen Schichten folgendermaßen:

Bassin de Dinant	Bassin de Wiltz	
Grauwacke de Hierges	Schistes de Wiltz Quarzites de Berlé	
Schistes de Burnot	Schistes rouges de Clervaux	
Grès de Vireux	fehlt ?	
Grauwacke de Montigny	Nord Quarzophyllades? d'Heinerscheid	Sud Quarzoph. de Schutbourg
Grès d'Anor	Phyllades de Trois Vierges Schistes de Bas Bellain	Schistes de Kautenbach

Meine Aufgabe soll es sein, den Quarzit von Berlé auf seine Lagerungsverhältnisse, sein Liegendes und Hangendes, sowie seinen fossilen Inhalt genauer zu untersuchen und ihn mit den gleichalten Ablagerungen des rheinischen Unterdevons zu vergleichen.

Als Quarzite von Berlé bezeichnete Gosselet eine wenig mächtige Folge hellfarbiger, oft rein weißer fossilführender Sandsteine und Quarzite, die besonders in der Umgebung von Berlé entwickelt sind. Das Hangende der Quarzite bilden dunkelblau und schwarz gefärbte Tonschiefer, die Gosselet nach der Stadt Wiltz, wo die betreffenden Schichten gut aufgeschlossen sind, „Wiltzer Schiefer" nannte und die er mit der „Grauwacke de Hierges" parallelisierte. Unterlagert werden die Quarzite von roten und grünen Schiefern mit Sandsteineinlagerungen, den „Clerfer Schichten" Gosselet's, so benannt nach der Ortschaft Clerf, wo die Schichten in besonders typischer Weise ausgebildet sind.

Die Gewinnung des Quarzits, der als Beschotterungsmaterial für Straßen sehr geschätzt wird, geschieht meist so, daß man von der Oberfläche aus die einzelnen Bänke abbaut und dann allmählich tiefer vordringt. Bei dem Mangel jeder maschinellen Handhabung werden meist nur die zwei obersten Meter gebrochen; dann werden die dadurch entstandenen, im Streichen der Quarzitbank gelegenen Löcher mit dem Abraum zugeworfen und mit Tannen bepflanzt. Infolgedessen sind gute Aufschlüsse relativ selten.

Charakterisierung und Parallelisierung der einzelnen Schichten.

1. Die Wiltzer Schichten.

Die Wiltzer Schichten nehmen das Zentrum der Wiltzer Mulde ein und erstrecken sich in einem Bande von wechselnder Breite (im Clerftal 5 km) von der belgischen Grenze über Winseler, Wiltz, Wilwerwiltz, Drauffelt nach Preußen. Die Schichten zeigen fast durchweg schieferigen Habitus in Form von dunkelblauen bis schwarzgrauen Tonschiefern, die bei der Verwitterung rostbraune oder auch gelbe Farbe annehmen. Dunkle, linsenförmige bis eirunde Kieselgallen sind reichlich, aber nicht überall vorhanden. Einlagerungen von ebenspaltenden Dachschiefern und von dichten Grauwacken (Lameschmühle bei Wiltz) kommen gelegentlich vor. Fossilien sind zahlreich vorhanden und weit verbreitet. Bemerkens-

wert ist die wenige Meter mächtige Fossilschicht, die nicht weit über der Basis liegt und sich dadurch auszeichnet, daß sie auf größere Strecken zu verfolgen ist. Sie zieht von Wiltz über Weidingen, durch das Erpeldingertal, über den „Rammerich", das Kierelbachtal, Wilwerwiltz nach Pintsch. Angetroffen wurde sie ferner im Bövertal, im Tal der Wiltz bei der Lameschmühle, auf dem Penzenberg bei Lellingen, an der Straße Dasburg—Clerf etc. Die Fossilien sind oft mit Schale erhalten, und meist verdrückt. Gute Exemplare kommen auf dem „Rammerich" vor. Die Fauna der einzelnen Fundpunkte ist meist dieselbe. Am häufigsten sind:

Spirifer paradoxus Schloth.
— *arduennensis* Schn.
Rhynchonella daleidensis F. Roem.
— *(Uncinulus) pila* Schn.
Stropheodonta piligera Sandb.
Chonetes dilatata F. Roem.
— *plebeja* Schn.
Pleurotomaria daleidensis F. Roem.
Zaphrentis sp.

Mehr oder weniger zahlreich sind:

Spirifer carinatus Schn.
— *subcuspidatus* Schn.
Stropheodonta explanata Sow.
Rhynchonella Losseni Kays.
Megalanteris Archiaci Suess
Gosseletia trigona Goldf.

Zweischaler und Trilobiten wurden bei Weidingen und am Penzenberg in großer Zahl gefunden, und zwar besonders:

Homalonotus laevicauda Quenst.
Phacops Potieri Bayle.
Cryphaeus laciniatus F. Roem.
Avicula (Leiopteria) crenato-lamellosa Sandb.
— *(Leiopteria?) arduennensis* Stein.
Limoptera bifida Sandb.
Pterinaea laevis Goldf.
Gosseletia trigona Goldf.
Ctenodonta primaeva Stein.
Carydium sociale Beush.
Paracyclas rugosa Goldf.
Grammysia anomala var. *rhenana* Beush.
Allerisma inflatum Stein.

Die aufgeführten Formen zeigen, daß in den fraglichen Schichten eine typische Obercoblenz-Fauna vorliegt.

Gute Aufschlüsse in den Wiltzer Schichten bieten das Tal der Wiltz mit ihren nördlichen Zuflüssen, und das Clerftal zwischen Lellingen und Drauffelt.

2. Die Quarzite von Berlé.

Im Norden und Süden legen sich an die Wiltzer Schiefer die Quarzite von Berlé und die roten Schichten an. Die Quarzite liegen, wie bei der Beschreibung der einzelnen Vorkommen näher

erläutert werden soll, in Form von langgestreckten Linsen zwischen Wiltzer Schichten und roten Schiefern. Die Quarzite stellen ein weißes bis gelbes, in seltenen Fällen rötliches Gestein dar, das im Maximum 20—30 m Mächtigkeit besitzt; in den meisten Fällen ist diese jedoch geringer und kann lokal nur 1 m betragen. Häufig nehmen die Quarzite sandigen Charakter an und gehen in dünnplattige graugrüne Quarzitschiefer und Sandsteine über. Statt einer Quarzitbank können auch zwei oder mehr in den sandigen Schiefern auftreten. Die reinen Quarzite verwittern meist gar nicht, sondern bedecken in einzelnen Blöcken die Oberfläche und rollen die Gehänge herunter. Die sandigen Schichten gehen bei der Verwitterung in helle und rote Lehme über. Bisweilen überziehen sich die Quarzite mit einer braunen Verwitterungskruste („Rammerich").

In den eigentlichen Quarziten sind Fossilien mit Ausnahme von *Orthis (Schizophoria) vulvaria* Schloth. selten. Dagegen sind die dickbankigen Sandsteine oft voller Versteinerungen, immer als Steinkerne erhalten. Als gute Fundpunkte sind die Aufschlüsse bei Berlé, Munshausen, Hosingen zu nennen, nach Gosselet auch Bockholz; jedoch sind die dortigen Steinbrüche verfallen, und ist nichts mehr zu finden. Entsprechend der sandigen Ausbildung zeigt die Fauna den Charakter einer Lamellibranchiatenfauna. Zweischaler sind sowohl an Zahl der Arten, als auch besonders der einzelnen Individuen vorwiegend. Von 57 verschiedenen Spezies sind 37 Zweischaler, 11 Brachiopoden und nur 9 gehören verschiedenen anderen Klassen an.

Die häufigsten Formen in den Sandsteinen zu Berlé sind:

Homalonotus crassicauda Sandb.
Pterinaea fasciculata Goldf.
— *laevis* Goldf.
— *lineata* Goldf.
Gosseletia (Cyrtodontopsis) Kayseri Fr.
— *trigona* Goldf.
Modiola lodanensis Beush.
Modiomorpha cf. *praecedens* Beush.
Cucullella cf. *triquetra* Conr.
Myophoria cf. *circularis* Beush.
Myophoria inflata A. Röm.
Goniophora nassoviensis Kays.
Grammysia abbreviata Sandb.
Spirifer carinatus Schnur.
Spirigera caeraesana Stein.
Dielasma rhenanum Drev.
Chonetes sarcinulata Schloth.
Orthis (Schizophoria) vulvaria Schloth.
Pleurodictyum problematicum Goldf.

Bei Munshausen kommen besonders vor:

Bellerophon bipartitus Sandb.
Actinodesma sp.
Modiola antiqua Goldf.
Nuculana Ahrendi F. Roem.
Ctenodonta arenacea Beush.
— *primaera* Stein.
— cf. *unioniformis* Sandb.
— n. sp. I.
— n. sp. II.
Cucullela truncata Stein.
Cucullella elliptica Maur.
Ledopsis sp. div.
Prosocoelus priscus Stein.
Goniophora nassoviensis Kays.
Grammysia abbreviata Sandb.
Spirifer subcuspidatus Schnur.
— *daleidensis* Stein.
Pleurodictyum problematicum Goldf.

Wenn auch die leitende Form des höheren Unterdevons, *Spirifer paradoxus*, fehlt (ebenso wurde *Sp. arduennensis* Schn. nirgends im Quarzit gefunden), so ist doch durch das Vorkommen der Mehrzahl der aufgeführten Formen die Zugehörigkeit der Quarzitfauna zum jüngeren Unterdevon gesichert.

Daß auch die braunen Quarzite vom Rammerich hierher gehören, zeigt ihre Fauna; es fanden sich hauptsächlich:

Phacops sp.
Avicula (Leiopteria) crenato-lamellosa Sandb.
Pterinaea fasciculata Goldf.
Grammysia abbreviata Sandb.
Spirifer subcuspidatus Schn.
Spirifer cf. *daleidensis* Stein.
Centronella cf. *Guerangeri* Vern.
Orthis (Schizophoria) hysterita Gmel.
Ortothetes umbraculum Schloth.

Der Zusammenhang der Quarzitfauna mit den unteren Coblenzschichten wird durch Formen vermittelt wie *Ctenodonta* cf. *unioniformis* Sandb., *Ct.* cf. *lamellosa* Beush., *Goniophora rhenana* Beush., *Grammysia abbreviata* Sandb. etc. Diese angeblich auf untere Coblenzschichten beschränkten Formen können den vorwaltenden jungunterdevonischen Arten gegenüber nicht ins Gewicht fallen. Ebensowenig darf das Vorkommen von *Modiomorpha* cf. *praecedens* Beush. auffallen, nachdem neuerdings Spriestersbach und Fuchs diese Form auch aus den Remscheider Schichten angegeben haben, denen nach den genannten Autoren sehr wahrscheinlich eine Stellung in der Nähe der oberen Coblenzschichten angewiesen werden muß (Abhandlg. der preuß. geol. Landesanstalt. 1909. Heft 58).

Die Verteilung der Fauna der beiden Hauptfundpunkte zeigt einigen Unterschied. Während bei Berlé die Fauna durch das massenhafte Auftreten von *Dalmanella (Schizophoria) vulvaria* und *Pterinaea fasciculata*, daneben von *Pterinaea lineata* und *laevis*, *Cyrtodontopsis Kayseri* charakterisiert wird, fehlen die Aviculiden

und *Orthis vulvaria* bei Munshausen völlig. Dafür stellen sich zahlreiche taxodonte Formen ein, ebenso werden die Spiriferen häufiger; unter diesen ist besonders das Auftreten von *Spirifer daleidensis* Stein. bemerkenswert, einer Form, die bis jetzt ausschließlich aus den oberen Coblenzschichten bekannt ist.

Da der Quarzit von Berlé einerseits eine jungunterdevonische Fauna besitzt, anderseits unter Schiefern mit Obercoblenzversteinerungen liegt, kommt für eine Parallelisierung nur der mit den oberen Coblenzschichten faunistisch aufs engste verknüpfte Coblenzquarzit in Betracht.

Auf faunistische Selbständigkeit kann der Quarzit von Berlé keinen Anspruch erheben; eigentliche Leitformen fehlen ihm völlig. Er bildet faunistisch vielmehr ein Übergangsglied zwischen unteren und oberen Coblenzschichten. Die in ihm neu auftretenden Arten gehen in die oberen Coblenzschichten hinauf. Etwaige Ausnahmen sind auf die Faziesverschiedenheit zurückzuführen. Eine Abtrennung von diesen ist nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der petrographischen Ausbildung möglich. In dieser Beziehung stimmt der Quarzit von Berlé mit dem Coblenzquarzit völlig überein.

F. Frech hat in der Lethaea (Lethaea palaeozoica p. 150 ff.) die Stufe des *Spirifer paradoxus* in drei Zonen eingeteilt und dazu bemerkt, daß „eine paläontologische Dreiteilung überall möglich ist, wo reichere Faunen gefunden werden, eine kartographische nur dort, wo petrographische Merkmale hinzutreten"; und ebenso (p. 141): „An der Basis der Stufe des *Sp. paradoxus* liegt am Mittelrhein und der Mosel der Coblenzquarzit, der auch paläontologisch die Kennzeichen einer selbständigen Zone trägt." Frech unterscheidet demgemäß:

c) Zone des *Sp. speciosus* und *Pentamerus rhenanus*;
b) die oberen Coblenzschichten oder Zone des *Spirifer paradoxus* s. str.;
a) Coblenzquarzit oder Zone des *Homalonotus gigas*.

Für uns kommt nur die „Zone des *Homalonotus gigas*" in Betracht.

Beushausen (Das Devon des nördlichen Oberharzes, Abhandlg. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1900. p. 69) weist darauf hin, daß die von ihm (Lamellibranchiaten, 1895) und Frech auf den Coblenzquarzit beschränkt genannten Arten teils Seltenheiten sind, teils

auch in den oberen Coblenzschichten vorkommen. Indessen geht Beushausen nicht näher auf die Frage ein.

Nach Frech (l. c. p. 151) sollen folgende Formen auf die Zone des *Homalonotus gigas* beschränkt sein:

Homalonotus gigas A. Röm.
— *crassicauda* Burm.? (Sandb.!)
Myophoria Roemeri Beush.
Ctenodonta crassa Beush.
— *insignis* Beush.
— aff. *Roemeri* Beush.
Gosseletia truncata F. R. mutatio nova Fr.
Gosseletia pseudalectryonia Fr.
— *schizodon* Fr.
— *(Cyrtodontopsis) quarzitica* Fr.
Myalina lodanensis var. *lata* Fr.
Limoptera orbicularis Oehl. sp.[1]
Pterinaea lodanensis Fr.

Hierzu ist zu bemerken:

Die leitende Form, *Homalonotus gigas*, ist bei Lahnstein typisch für die oberen Coblenzschichten, speziell deren untere Abteilung (Frech, l. c. p. 151, Anm. 3), geht aber auch höher hinauf (Laubach, vergl. Follmann: Über die unterdevonischen Schichten bei Coblenz. Verh. des Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande etc. 1891). Im Harz kommt nach Beushausen *H. gigas* noch in der obersten Abteilung des Kahlebergsandsteins vor, in den „Schichten mit *Spirifer speciosus*" (= „oberste" Coblenzschichten; „Zone des *Sp. speciosus* und *Pentamerus rhenanus*" bei Frech). Ebenso ist *Homalonotus crassicauda* auch in den oberen Coblenzschichten vorhanden (Daleiden; Roßbach. K. Walther: Das Unterdevon der Gegend von Marburg etc. Dies. Jahrb. 1903. p. 33).

Myophoria Roemeri geht, wie Beushausen erwähnt, ebenfalls in die oberen Coblenzschichten hinauf (Miellen). *Ctenodonta insignis* wurde neuerdings von Spriestersbach (l. c. p. 27) aus den Remscheider Schichten, die wahrscheinlich in die nächste Nähe der oberen Coblenzschichten zu stellen sind, angegeben; von demselben Autor auch *Ct. Roemeri*. Mit *Ctenodonta* aff. *Roemeri* in der Liste Frech's ist wohl auch nur das eine Exemplar gemeint, das Beushausen (Lamellibranchiaten, p. 74) unter diesem Namen beschrieben hat. *Limoptera orbicularis* Öhl. sp. kommt nach Drevermann (Fauna der unteren Coblenzschichten von Stadtfeld;

[1] In der Fossilliste bei Frech ist diese Form irrtümlicherweise als *L. suborbicularis* aufgeführt. Vergl. hierzu auch Drevermann (Fauna der unteren Coblenzschichten von Oberstadtfeld. Palaeontographica 1902. p. 79. Anmerkung 1).

Palaeontographica. 1902. p. 79) bereits in den unteren Coblenzschichten vor.

Auch die Angabe K. Walther's (l. c. p. 50), daß *Spirifer, subcuspidatus* var. *lateïncisa* Scup. seine Hauptverbreitung sicherlich im Coblenzquarzit hat und ein wertvolles Leitfossil abgeben würde, ist hinfällig, da *Sp. subcuspidatus* var. *lateïncisa* zusammen mit *Sp. daleidensis* Stein., *Sp. paradoxus* Schloth., *Sp. auriculatus* Sandb. gesteinsbildend auch in den oberen Coblenzschichten vorkommt (Mürlenbach i. d. Eifel).

Es bleiben auf den Coblenzquarzit beschränkt also nur *Ctenodonta crassa* Beush., *Gosseletia truncata* F. Roem., mut. nov. Fr., *G. pseudalectryonia* Fr., *G. schizodon* Fr., *Cyrtodontopsis quarzitica* Fr., *Myalina lodanensis* var. *lata* Fr., *Pterinaea lodanensis* Fr.

Diese Formen sind alle Seltenheiten, die z. T. nur in sehr wenigen Exemplaren bekannt geworden sind und deshalb für eine stratigraphische Verwertung unbrauchbar sind. Demgegenüber stehen die zahlreichen Spezies, die Coblenzquarzit und obere Coblenzschichten gemeinsam haben, hauptsächlich die sonst als Leitformen besonders verwendeten Brachiopoden. Dazu kommt, daß sich in Luxemburg im Quarzit Formen finden, die nur aus den oberen Coblenzschichten bekannt sind, wie *Spirifer daleidensis, Ctenodonta arenacea, Centronella* cf. *Guerangeri*, wodurch der enge faunistische Zusammenhang mit den oberen Coblenzschichten nur noch verstärkt wird.

Unter Berücksichtigung dieser Erwägungen, daß die Brachiopodenfauna keine auf den Coblenzquarzit beschränkten Formen aufzuweisen hat und daß ihm auch andere stratigraphisch brauchbare Formen fehlen, dürfte es zweckmäßiger sein, den Coblenzquarzit nicht als paläontologisch selbständige Zone anzusprechen. Die Abtrennung von den oberen Coblenzschichten kann vielmehr nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der petrographischen Ausbildung vorgenommen werden.

3. Die roten Clerfer Schichten.

Mit den Quarziten eng verknüpft und mit ihnen meist zusammen auftretend, umziehen die roten Schichten in engem Bande die Quarzite und Wiltzer Schiefer. Nach Osten verbreitern sie sich allmählich. Sie bestehen aus dünnen roten oder olivgrünen,

hellen Tonschiefern. Häufig sind Einlagerungen von dunklen Grauwacken und quarzitischen Sandsteinen; dadurch wird die Trennung von den tieferen Schichten, den Schütburgschichten, bisweilen schwierig. Die härteren Bänke zeigen auf den Schichtflächen oft wellenfurchenähnliche Gebilde. Fossilien wurden mit Ausnahme eines *Orthoceras* nicht gefunden. Ihre Stellung im Schichtenverbande kann ihnen also nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse zugewiesen werden. Die verschiedensten Profile (Clerftal, Kierelbachtal, Hosinger Gegend) zeigen, daß die Clerfer Schichten von den Quarziten von Berlé und den Wiltzer Schiefern über-, von den sogen. Schütburgschichten unterlagert werden. Da, wie in dem nächsten Abschnitt bewiesen wird, den Schütburgschichten ein Untercoblenzalter zuerkannt werden muß, anderseits die Wiltzer Schiefer nach ihrer Ausbildung und Fauna sicher ein Äquivalent der oberen Coblenzschichten sind, so müssen die Quarzite von Berlé und die roten Schichten zusammen den Coblenzquarzit vertreten; dabei würden die Clerfer Schiefer die untere und der an der Basis der Wiltzer Schiefer gelegene Quarzit von Berlé die obere Abteilung des Coblenzquarzites einnehmen.

4. Die Schütburgschichten.

An die roten Schichten legen sich im Süden die Schütburgschichten an; sie stellen einen Schichtenkomplex von wechselnder Zusammensetzung dar. Eine große Rolle spielen Quarzitphyllite, Sandsteine, quarzitische Sandsteine, Quarzite; dazu kommen Schiefer in wechselnder Menge, die in der unteren Abteilung allmählich in die Hunsrückschiefer übergehen.

Auf der Schütburg liegt in den quarzitischen Sandsteinen eine fossilführende Schicht, die hier unvermittelt auftritt und ebenso plötzlich verschwindet. Jetzt ist dort nichts mehr zu finden. Die unten aufgeführten Fossilien verdanke ich dem Besitzer der Schütburg, Herrn Friedensrichter Lamort in Wiltz.

Es kommen folgende Formen vor:

Homalonotus cf. *rhenanus* Koch
Cryphaeus sp.
Bellerophon bipartitus Sandb.
Tentaculites scalaris Schloth.
Avicula crenato-lamellosa Sandb.
Pterinaea costata Goldf.
Limoptera cf. *rhenana* Fr.
Paracyclas rugosa Goldf.
Prosocoelus cf. *pes anseris* Wirtg. u. Zeil.

Spirifer cf. *Hercyniae* Gieb.
— *carinatus* Schnur.
— *carinatus* mut. *crassicosta* Scup.
— *subcuspidatus* Schn.
— sp. aff. *arduennensis* Schn.
Tropidoleptus carinatus var. *rhenana* Fr.
Megalanteris Archiaci Suess
Chonetes dilatata F. R.
— *sarcinulata* Schl.
— *plebeja* Schn.
Rhynchonella daleidensis F. Roem.
Orthoceras sp. div.

Die Fauna weist sowohl in der Zusammensetzung der einzelnen Arten als auch besonders durch das massenhafte Vorkommen der Choneten, von *Tropidoleptus carinatus* Conr. var. *rhenana* Fr., von *Spirifer carinatus*, *subcuspidatus* etc. auf ein Untercoblenzalter hin. Die Schütburgschichten sind demgemäß als Äquivalent der unteren Coblenzschichten anzusprechen.

Gosselet bezweifelt (l. c. 1885; vergl. l'Ardenne 1888 und 1898 „Disposition de diverses assises etc." Bull. Soc. belge de Géologie. **12**.) das Vorhandensein der unteren Coblenzschichten (Grès de Vireux) in dem ganzen westlichen Teil der Eifelmulde; er nimmt deshalb während jener Zeit eine allgemeine Regression des Meeres bis in die östlichen Gebiete des Beckens und gleichzeitige Hebung des Landes an. Indessen machte schon Kayser in seinem Referat über die Gosselet'sche Arbeit (dies. Jahrb. 1886. I. p. 295) auf die Unwahrscheinlichkeit dieser Auffassung aufmerksam, da typische Untercoblenzschichten mit entsprechender Fauna aus den angrenzenden Gebieten der westlichen Eifel bekannt waren. Durch das Vorkommen der Untercoblenzversteinerungen von der Schütburg können die Mutmaßungen von Prof. Kayser in jeder Hinsicht bestätigt werden; es ist somit die Anwesenheit der fraglichen Schichten auch für das luxemburgische Unterdevon festgestellt.

Dementsprechend muß auch den tieferen Schichten, den sogen. Kautenbacher Schiefern, die nach oben allmählich in die Schütburgschichten übergehen und die von Gosselet mit dem Grès d'Anor (= Taunusquarzit) parallelisiert wurden, ein jüngeres Alter zugewiesen werden. Sie sind als Äquivalent der Hunsrückschiefer aufzufassen, denen sie auch in ihrer petrographischen Ausbildung ähneln. Das Profil ist demnach ein vollständiges und normales.

Eine tabellarische Zusammenstellung der betreffenden Schichten im Rheinland und in Luxemburg würde sich also folgendermaßen gestalten:

Rheinland	Luxemburg
Obere Coblenzschichten Coblenzquarzit	Wiltzer Schiefer { Quarzit von Berlé { Rote Clerfer Schichten
Untere Coblenzschichten	Schütburg Schichten
Hunsrückschiefer	Kautenbacher Schiefer

Mit dem Nachweis der unteren Coblenzschichten im Ösling wird auch die Gosselet'sche Annahme einer großen Regression des Meeres und gleichzeitigen Landhebung während jener Periode hinfällig[1]. Das Meer wich vielmehr ganz allmählich aus dem westlichen Teil des Gebietes zurück. Nach Ablagerung der Hunsrückschiefer mit ihrer schieferigen Fazies stellt sich mit dem Rückzug des Meeres allmählich die sandig-schieferige Fazies ein, stellenweise mit raschem Fazieswechsel (Quarzitphyllite der Schütburg schichten). Ihr Maximum dürfte die Regression während der Ablagerung der roten Schichten und der Quarzite von Berlé erreicht haben; mit der Ausbildung der rein sandigen Schichten stellt sich die Zweischalerfazies mit untergeordneter Brachiopodenfauna ein. Hieraus erklärt sich die Abwesenheit dieser Schichten im Westen des Beckens, sowie ihr sporadisches Auftreten in den anderen Gebieten. Im Obercoblenz dringt das Meer wieder weit nach Westen vor, so daß hier die Wiltzer Schiefer unmittelbar auf Schütburgschichten zu liegen kommen. Da jüngere Schichten nicht mehr vorhanden sind, dürfte sich das Meer am Ende des Unterdevons endgültig aus dem Wiltzer Becken zurückgezogen haben.

[1] H. de Dorlodot (Annales de la Société Géol. du Nord, 1904. p. 172 ff.) nimmt im Gegensatz zu Gosselet eine ununterbrochene Sedimentation an, indem er Schütburgschichten mit Hunsrückschiefern, Clerfer Schichten mit unteren Coblenzschichten, Quarzit von Berlé mit Coblenzquarzit und Wiltzer Schiefer mit oberen Coblenzschichten parallelisiert. Da aber bereits die Schütburgschichten als Äquivalent der unteren Coblenzschichten aufgefaßt werden müssen (vergl. p. 342), kann die Parallelisierung von Herrn de Dorlodot nicht aufrecht erhalten werden.

Beschreibung der einzelnen Vorkommen[1].

Die Quarzite liegen, teils in längeren Zügen auftretend, teils in einzelnen getrennten Vorkommen, auf dem Nord- und Südflügel der Wiltzer Mulde. Orographisch zeichnen sie sich dadurch aus, daß sie infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit der Verwitterung und Erosion gegenüber meist die höchsten Erhebungen des Geländes innehaben. Oft bilden sie langgestreckte breite Rücken, die nur dort gegliedert sind, wo sich Querverwerfungen einstellen.

Die Untersuchungen erstrecken sich besonders auf die Vorkommen zwischen dem Bövertal im Westen und dem Ourtal im Osten. Durch die N—S. verlaufende Clerf ergibt sich eine Gliederung in ein westliches und ein östliches Gebiet; östlich dieses Flusses, auf dem Plateau von Hosingen, sind die Quarzite ungleich häufiger vertreten als im Westen. Es dürfte bei der Beschreibung zweckmäßig sein, jedesmal mit den Vorkommen auf dem Südflügel zu beginnen, da die Verhältnisse hier am deutlichsten sind.

1. Die Quarzitzüge westlich der Clerf.

a) Die Vorkommen auf dem Südrand der Wiltzer Mulde.

Das westlichste und an Ausdehnung größte Vorkommen von Quarzit liegt bei Berlé; er setzt die bewaldeten Höhen nordöstlich und südwestlich des Dorfes zusammen und ist hier in einer Anzahl kleiner Steinbrüche aufgeschlossen. Im SW. des Gebietes beginnt der Quarzit auf der Höhe über dem Bövertal. Auf dem bewaldeten Rücken liegen überall z. T. riesige Quarzitblöcke umher bis zu dem Dorfe Berlé. Anstehend wurde er nicht gefunden. Nördlich von dem Quarzitzugrücken stehen in einem kleinen Tälchen steil nach Süden fallende Wiltzer Schichten an, die man auch fossilführend im Bövertal antrifft; da die Schichten überkippt sind, bilden sie das wahre Hangende des auf ihnen liegenden Quarzits. Südlich von dem Quarzit stehen an den Wegeeinschnitten weinrote und olivfarbene Schiefer an, Gosselet's „schistes rouges de Clervaux".

---

[1] Vergl. die beigefügte Übersichtskarte (Taf. XIII), auf der die wichtigsten Quarzitvorkommen angegeben sind.

Nordöstlich von Berlé verbreitert sich der Quarzitzug rasch. Fast sämtliche Höhen zu beiden Seiten der von Trentelhof nach Nothum führenden Chaussee werden von Quarzit bedeckt. Die Fortsetzung streicht im allgemeinen der Straße Berlé—Winseler parallel; sie schneidet die Hauptchaussee an der letzten Krümmung vor Trentelhof, um nach dem Tal der Wiltz zu bald gegen Wiltzer Schiefer abzustoßen. Folgt man der Straße nach Nothum, so durchquert man von Trentelhof an zunächst die nach Nordwesten überkippten Wiltzer Schichten, dann grünlichgraue sandige Schiefer und dünnbankige Sandsteine und Quarzitschiefer. An der Biegung der Chaussee wird dann die mehrere Meter mächtige, jetzt abgebaute Quarzitbank angeschnitten. Im weiteren Verlauf des Profils trifft man bald wieder auf die grünlichen Sandsteine etc. und gelangt schließlich in die roten Schichten. Der Quarzit ist also den grünen sandigen Schichten eingelagert; man kann ihn auf der bewaldeten Höhe südlich der Chaussee in zahlreichen kleinen Aufschlüssen gut studieren. Zunächst ist zu bemerken, daß nicht nur ein Quarzitzug vorhanden ist, sondern mindestens zwei, die senkrecht stehen oder steil nach Süden einfallen. Das Gestein selbst ist ein dickbankiger Quarzit von weißer Farbe, die mitunter in gelb abändert; nach dem Hangenden und Liegenden geht er in dickbankige, anfangs quarzitische, dann weichere, feinkörnige, weiße bis gelbliche Sandsteine mit kieseligem und kalkigem Bindemittel über; in ihnen finden sich bisweilen kleine Gallen von graublauem Tonschiefer. Oberflächlich verwittern die Sandsteine zu gelben oder buntgefärbten Lehmen. Die sandigen Bänke sind nur wenig mächtig, und an ihre Stelle treten die erwähnten graugrünen sandigen Schiefer und die dünnplattigen, stellenweise noch quarzitischen, hellfarbigen Sandsteine, auf deren Schichtflächen weiße Glimmerschüppchen angehäuft sind. Im ganzen betrachtet, zeigt sich also ein Übergang von Quarzit zu Sandsteinen und schließlich zu sandigen Schiefern, wobei die quarzitische Ausbildung sehr hinter der sandigen zurücksteht, so daß man nur mit einiger Einschränkung von einem „Quarzit von Berlé“ sprechen kann.

Der von Winseler nach Nothum hinaufführende Weg schneidet einen zweiten Quarzitzug an. Auch hier durchquert man erst die Wiltzer Schiefer und die sandigen Schichten, ehe man den eigentlichen Quarzit antrifft. Die Schichten schneiden auch hier nach dem Tal zu gegen Wiltzer Schiefer ab. Wieweit sie mit dem

vorigen Quarzitvorkommen zusammenhängen, ist infolge der starken Bewaldung nicht zu beobachten. Dasselbe gilt auch für die Quarzite des Geheyloches, wo im ganzen drei verschiedene Züge festgestellt werden konnten. Da die Aufschlüsse verfallen sind, ist das Vorkommen nicht näher zu beobachten. Auch südlich der Chaussee treten diese Züge auf, um jedoch bald zu verschwinden. Dieses plötzliche Aufhören der Schichten, das übrigens ebenso bei den roten Schiefern beobachtet wurde, gibt zu einigen Erörterungen Anlaß, auf die weiter unten eingegangen werden soll. Zwischen die Quarzite vom Geheyloch und von Trentelhof schieben sich die roten Clerfer Schichten ein.

Auf eine größere Erstreckung lassen sich die Quarzite verfolgen auf dem flachgewölbten, breiten Rücken, auf dem die Chaussee nach Rullingen und Oberwiltz führt. Sie verlaufen fast geradlinig, nur durch einige kleine Querverwerfungen verschoben, die im allgemeinen mit den den Hang hinabführenden Wasserrissen zusammenfallen, bis vor die Tore von Wiltz. Das Gestein ist hier ein reiner, weißer bis gelber klotziger Quarzit, der, wie ein Aufschluß bei Rullingen zeigt, steil nach Süden fällt. Folgt man einem der kleinen Wasserrisse, die in das Tal der Wiltz hinabführen, so trifft man steilgestellte Wiltzer Schiefer an, die von der Straße Böven—Niederwiltz mehrmals angeschnitten werden und in einer Anzahl Schieferbrüche gut aufgeschlossen sind. Es sind Tonschiefer von grauer bis schwarzer Farbe mit deutlicher Spaltbarkeit, z. T. ebenspaltende Dachschiefer. Fossilien sind in einzelnen Schichten recht häufig. Südlich von dem Quarzit trifft man in den Chausseeeinschnitten mehrmals auf rote und grüne Clerfer Schichten. Es bilden also auch hier, bei der überkippten Lagerung, die Wiltzer Schiefer das Hangende und die roten Schichten das Liegende der Quarzite.

Auf dem Bourrenberg, der flachgewölbten Anhöhe südöstlich von Wiltz, deuten verfallene Quarzitsteinbrüche auf die Anwesenheit dieses Gesteins, das auch überall in einzelnen bisweilen fossilführenden Blöcken und Brocken umherliegt. Nach dem Wiltztal verschwindet auch dieser Zug; es wurden nirgends im Tal Quarzitbruchstücke aufgefunden, die auf die Anwesenheit des Gesteins deuten könnten. Es stehen im Tal nur die roten und grünen Clerfer Schichten an mit ihren mannigfaltigen Einlagerungen von dunklen Sandsteinen, festen Grauwacken und dunklen quarzitischen

Sandsteinen und Grauwacken, die auf ihren Schichtflächen oft runzelige, wellenfurchenähnliche Gebilde aufweisen. Diese harten Lagen sind in mehreren Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Ihr Einfallen zeigt, daß in dem ersten Tälchen, welches von der Höhe 441 m herunterkommt und gegenüber von dem Schloß Wiltz in das Haupttal mündet, eine Mulde liegt, an die sich nördlich ein Sattel anschließt, dessen Schichten unter ca. 60° einfallen.

In dem Gebiet zwischen Wiltz und Clerftal treten die Quarzite in mehreren hintereinanderliegenden, meist nur wenig mächtigen und auf kurze Strecken vorhandenen Zügen auf. Die Chaussee Erpeldingen—Wilwerwiltz schneidet bei dem Friedhof des erstgenannten Dorfes dunkelblaue, kieselgallenführende Wiltzer Schiefer an; wenige Schritte unterhalb der Chausseebiegung stehen an dem Weg nach Merkols mehrere Meter mächtige fossilführende Schiefer an, die eine große Anzahl Versteinerungen geliefert haben. Weiter talabwärts folgt bald der Quarzit, der früher hier auch gebrochen wurde, mit seinen sandigen Ausbildungen. Die eben erwähnte Fossilbank liegt also dicht über dem Quarzit. An mehreren anderen Stellen konnte dieselbe Beobachtung gemacht werden, daß man vom Quarzit nur wenige Meter ins Hangende zu gehen braucht, um die Fossilbank anzutreffen. Im weiteren Verlauf des Profils gelangt man von dem Quarzit bald in die roten Schichten. Die Schichten dieses Aufschlusses streichen etwa N. 65° O. und fallen steil nach Norden.

Der Weg, der von der Chausseebiegung zum Rammerich[1] hinaufführt, quert zuerst den Quarzit und schneidet dann die roten Schiefer an, zwischen die sich bald härtere Grauwacken etc. einschieben. Nach 200 Schritten trifft man wieder einen Quarzitzug an; das Gestein ist äußerst fest, dickbankig, fettglänzend und oberflächlich von einer mehrere Zentimeter dicken braunen Verwitterungskruste umgeben, in der Versteinerungen recht häufig sind. Es folgen abwechselnd helle weichere Schiefer und härtere Lagen, bis man kurz vor dem großen Steinbruch wieder auf die gelben, von einer braunen Kruste umgebenen Quarzite stößt. In dem Steinbruch werden quarzitische Grauwacken der Clerfer Schichten abgebaut. Recht gut ist hier die bereits erwähnte

[1] Die Bezeichnung „Plackiglai“ auf der Hansen'schen Karte für diesen Bergrücken ist unrichtig; dieser Name ist auf die Anhöhen westlich von Enscheringen beschränkt.

Muldenbildung mit nach Norden anschließender Sattelstellung zu sehen. Ungefähr 170 Schritte bergauf steht an dem Wegeinschnitt abermals ein mehrere Meter mächtiger, dickbankiger, weißer Quarzit an. Weiterhin folgen schließlich Wiltzer Schiefer, die auch unten im Tal kurz vor der Brücke auf der linken Talseite fossilführend anstehen. Mehrere andere kleine Vorkommen, die z. T. im Streichen der eben erwähnten Züge liegen, sind ohne weiteres Interesse. Vor der Mündung des Erpeldingerbaches in den Kierelbach kommt man in die hier gut aufgeschlossenen Clerfer Schiefer, die auch weiterhin den Kierelbach aufwärts anstehen.

In diesem Tal ist der Quarzit durch einige stellenweise nur 1 m mächtige Bänke vertreten. Verbreiteter ist er auf den Höhen nordwestlich des Baches. Auf dem „Rotschend" sind die Lagerungsverhältnisse ziemlich klar; aus den südlich fallenden roten Schiefern gelangt man an der Biegung der Straße Merkols—Wilwerwiltz in weiße, typische Quarzite und darauf in die ebenfalls südlich einfallenden Wiltzer Schiefer. Die nächste Anhöhe, der „Rodenbusch", besteht wieder aus Quarzit; diesen Zug trifft man, durch eine kleine Störung verschoben, auch im Kiereltal an. Zwei durch rote Schiefer getrennte Quarzitzüge setzen auch den nächsten bewaldeten Rücken zusammen. Von hier aus gelangt man in die Wiltzer Schichten mit der fossilführenden Bank an der Basis. Das zuletzt genannte Vorkommen ist die Fortsetzung des etwas zerrissenen Quarzitzuges, der im Erpeldingertal kurz hinter der Chausseebiegung beginnt und über den „Rammerich" setzt. Nach dem Clerftal zu schneiden die drei letzten Quarzitzüge gegen Wiltzerschiefer ab, die überall im Tal anstehen.

b) Die Vorkommen auf dem Nordrand der Wiltzer Mulde.

Im ganzen Westen unseres Gebietes fehlen die Quarzite und ebenso die roten Schichten völlig. Erst bei dem Dorfe Knapphoscheid treten Quarzite auf, sind indessen nicht mehr anstehend zu sehen. In nordöstlicher Richtung trifft man ihn auf der Anhöhe, genannt „Liesert", in zwei kleinen Aufschlüssen; nach dem Clerftal zu verschwindet er bald.

2. Die Quarzitzüge zwischen Clerf- und Ourtal.

Östlich der Clerf treten Quarzite weit häufiger auf als in dem bis jetzt besprochenen Gebiet, auch lassen sich die einzelnen Züge

auf größere Strecken verfolgen. Sie setzen mehrere hintereinanderliegende Rücken zusammen, die überall im Gelände hervortreten.

Südlich von Lellingen erhält man auf einem in halber Höhe des Penzenberges entlang führenden Weg ein gutes Profil durch die in Betracht kommenden Schichten. Von Süden kommend durchschneidet man zuerst die nach Nordwesten überkippten weinroten und grünen Schiefer, die in ihrer oberen Abteilung eine harte Grauwackenbank einschließen. Nach wenigen Schritten trifft man die mehrere Meter mächtigen, dickbankigen Quarzite an; diese bilden auch hier eine Einlagerung in dünnschieferigen Sandsteinen resp. sandigen Schiefern. Nach weiteren 15 Schritten befindet man sich in den Wiltzer Schiefern, in denen dicht über der Basis wieder um die fossilführenden Bänke liegen, die hier relativ reich an Trilobiten und Zweischalern sind. Der Quarzit setzt auch weiterhin, bisweilen etwas verschoben, über den ganzen Penzenberg fort und ebenso über die nächste Anhöhe, das „Hoecht". Von hier streicht er nordöstlich bei der Kolonie Fennberg vorbei, kreuzt die Straße Hosingen—Eisenbach und läuft dann durch das Holzbuschbachtal bis an die Our; auch hier ist die Reihenfolge: rote Schichten, Quarzit, Wiltzer Schiefer. Ein weiteres kleines Vorkommen liegt auf der „Steinmauer", der Anhöhe südöstlich von Hosingen.

Vom Siebenalerwald erstrecken sich über Bockholz und Hosingen in nordöstlicher Richtung zwei wenig mächtige Quarzitzüge, die hier einen Sattel bilden, dessen Kern von Clerfer Schichten eingenommen wird. Das Gestein hat meist rötliche Färbung und ist stellenweise fossilführend. Gosselet führt Bockholz als Fossilpunkt an; doch sind heute sämtliche Aufschlüsse verfallen und nur selten findet man in dem Walde südwestlich von dem Dorf einige Quarzitblöcke bezw. Sandsteine, die Fossilien enthalten. Jetzt findet man diese bisweilen in den kleinen Steinbrüchen des „Beierricht" nördlich von Hosingen. Östlich der Chaussee Hosingen—Clerf hören beide Züge bald auf; nur bei Rodershausen tritt der Quarzit hin und wieder auf. Im Ourtal südlich des letztgenannten Dorfes stehen rote Schiefer an. Die ihnen eingelagerten Grauwacken zeigen deutliche Sattelstellung.

An den Quarzitsattel von Bockholz—Hosingen schließt sich im Norden eine Mulde an, die von den Wiltzer Schichten eingenommen wird; diese sind in den tief eingeschnittenen Tälern gut aufgeschlossen. Südlich von Neidhausen und zu beiden Seiten

der Chaussee nach Clerf tritt der Quarzit wieder in Sattelstellung hervor, um sich jedoch weiter östlich bald zu verlieren.

Nach Westen scheinen sich die Quarzitzüge fortzusetzen; man findet in den Tälern zwischen Neidhausen und Drauffelt oft herabgerollte Quarzitblöcke. Sicher vorhanden ist er auf der Höhe nordwestlich von Siebenaler. Die Straße Siebenaler—Munshausen schneidet ihn verschiedentlich an; die Sattelstellung ist auch hier deutlich zu sehen.

Folgt man der Chaussee Hosingen—Clerf, so gelangt man beim Abstieg von dem Quarzitrücken wieder in Wiltzer Schichten, um auf der Höhe nördlich vom „Dorscheiderhäuschen" auf einen neuen Quarzitzug zu stoßen. Dieser findet ostwärts seine Verlängerung in mehreren Quarzitbänken, die von der Straße Dasburg—Clerf angeschnitten werden; über dem Quarzit liegt auch hier wieder die Fossilbank der Wiltzer Schiefer. Auf der Hosinger Chaussee gelangen wir jetzt an die nördliche Begrenzung der Wiltzer Schichten durch den Quarzit von Berlé und somit an den Nordrand der Wiltzer Mulde. Es sind dies die Quarzitvorkommen des „schwarzen Hügels" südlich von Marburg. Zwischen den beiden Zügen des „schwarzen Hügels" scheint eine kleine Einmuldung von Wiltzer Schiefern zu liegen. Wir haben also in dem Gebiet zwischen Hosingen und Marburg vier Quarzitsättel, zwischen denen drei aus Wiltzer Schichten gebildete Mulden liegen.

Diese nördlichsten Quarzitvorkommen nehmen einen großen Flächenraum ein; bei Munshausen dürften sie ein mehrere hundert Meter breites Band bedecken. Auf dem „schwarzen Hügel", wo sie auch eine ansehnliche Fläche innehaben, sind sie in einem größeren Steinbruch aufgeschlossen, von dem jedoch nur die östliche Hälfte in Betrieb ist. Die einzelnen Bänke zeigen auch hier Andeutung von Faltung. Nach Norden folgen auf die Quarzite die roten Schichten, die sich von hier in einem breiten Bande bis nach Marnach erstrecken. Bei Munshausen sind neben den reinen Quarziten die dickbankigen Sandsteine stark entwickelt. In dem kleinen Steinbruch in der Nähe des Tannenwäldchens sind die Sandsteine voller Versteinerungen, unter denen taxodonte Zweischaler die Hauptrolle spielen. Steigt man von dem Plateau zum Dorf Munshausen hinab, so gelangt man bald in die Wiltzer Schichten. Nördlich von den Quarziten bilden die roten Schiefer auf größere Flächen den Untergrund des Geländes. Nach dem Clerf-

tal zu verschmälert sich das Quarzitband rasch; man trifft nur hin und wieder Spuren von Quarzit an. Die sich anschließenden Vorkommen auf der anderen Seite des Clerftals sind bereits oben kurz beschrieben.

Es ergibt sich, daß überall, wo deutliche Aufschlüsse vorhanden sind, die Wiltzer Schiefer das Hangende, die roten Clerfer Schichten das Liegende des Quarzits bilden, was mit der Gliederung bei Gosselet übereinstimmt.

Es ist mehrfach schon angedeutet worden, daß die Quarzite und ebenso die roten Schiefer nach den Tälern zu oder an den Hängen der Rücken plötzlich aufhören. Der Quarzitzug südwestlich von Berlé ist in dem Bövertal nicht vorhanden und ebenso die Quarzite zu beiden Seiten der Chaussee nach Nothum. Dieselbe Erscheinung trifft man bei manchen Zügen im Kierelbachtal an, und ebenso verhalten sich die Quarzite in der Hosinger Gegend („Beierricht", Quarzitzüge von Neidhausen und Marburg etc.). Man könnte hier an Störungen denken, die hoch oben am Hang entlang laufen, so daß das Profil im Tal keinen Aufschluß über die Schichten auf der Höhe gibt; dies dürfte jedoch nicht immer zutreffen. Vielmehr zeigt sich in den Profilen, wo der Quarzit oder die roten Schichten fehlen, niemals ein Anzeichen von Störungen. Gegen diese spricht auch ein anderer Umstand. Es wurde des öfteren darauf hingewiesen, daß die Mächtigkeit der Quarzite großen Schwankungen unterworfen ist. Während sie nördlich von Berlé die ganze bewaldete Höhe bedecken, verschmälern sie sich nach Südwesten rasch; ebenso verhalten sich die Quarzitmassen nördlich von Munshausen. Auch sie keilen nach dem Clerftal zu rasch aus. Bisweilen sind die Quarzite 20 m mächtig, aber ebenso häufig trifft man auch Bänke von 1—3 m Dicke (Kierelbach, Penzenberg, Chaussee Dasburg—Clerf). Auch die roten Schichten zeigen ähnliche Erscheinungen. In der Umgegend von Marnach bilden sie ein Band von 1 km Breite, nach Westen zu verschwinden sie allmählich, und sind weiterhin nicht mehr vorhanden.

Unter Berücksichtigung dieser Erwägungen scheint es am zweckmäßigsten, anzunehmen, daß dort, wo die Quarzite fehlen, sie auch in Wirklichkeit nicht zur Ablagerung gekommen sind, daß wir sie nicht als einheitlich durchstreichende Schicht, sondern als langgestreckte Linsen aufzufassen haben, die örtlich stark

anschwellen und nach den Seiten ebenso rasch auskeilen, um nach einer mehr oder weniger kurzen Unterbrechung wieder aufzusetzen.

Daß sie gerade in den Tälern oft fehlen, erklärt sich vielleicht dadurch, daß diese eingeschnitten sind, wo die Quarzite fehlen, als an Stellen geringsten Widerstandes.

Paläontologischer Anhang.

Homalonotus laevicauda Quenst.

Koch, 1883. Monographie der homalonoten Arten des rheinischen Unterdevons. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. p. 55. Taf. 8 Fig. 1—6.

Diese Art ist in den Wiltzer Schiefern ziemlich verbreitet (Weidingen, Wiltz, Penzenberg). Neben den gewöhnlichen kleineren Formen kommen auch fast riesenhaft zu nennende Individuen vor. So weist ein gekugeltes, leider etwas verdrücktes Exemplar eine größte Breite von 64 mm auf, während die Gesamtlänge etwa 160 mm beträgt.

Phacops Potieri Bayle.

Kayser, 1889. Fauna des Hauptquarzits. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. p. 67. Taf. XXIII Fig. 1—6, Taf. X Fig. 5, 6.

Kayser hat diese zuerst aus dem nordwestlichen Frankreich bekannt gewordene, auch im rheinischen Unterdevon verbreitete Form eingehend beschrieben und ihre Unterschiede von *Phacops fecundus* Barr. klargestellt. Die Anzahl der Augenlinsen ist auch an meinem Material geringer, als Oehlert angibt. Daß jedoch hierauf wenig Wert zu legen ist, hat Kayser überzeugend nachgewiesen. *Ph. Potieri* kommt in den Wiltzer Schichten in gut erhaltenen Exemplaren an einigen Stellen ziemlich häufig vor (Wiltz, Weidingen, Lellingen).

Pleurotomaria sp.

Zwei fast faustgroße Steinkerne einer ziemlich flachen *Pleurotomaria* aus den Wiltzer Schichten zu Lellingen zeigen auf der letzten Windung ein breites flaches Schlitzband. Die Skulptur, von der man einige Reste auf den ersten Umgängen beobachtet, scheint Ähnlichkeit zu haben mit der von *Pl. daleidensis* F. Roem.

Vielleicht gehört unsere Form zu der von Steininger nur kurz beschriebenen, aber nicht abgebildeten *Pl. arduennensis* (Steininger 1853. Beschreibung der Eifel. p. 47).

Gosseletia n. sp.

Ein gut erhaltener Steinkern der linken Klappe aus den Wiltzer Schichten (Bövertal) stimmt in der äußeren Gestalt im allgemeinen mit *Gosseletia trigona* (Frech, Aviculiden. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. 1889. p. 120, Taf. XIII Fig. 5—7 a) überein. Jedoch zeigen sich bei näherer Betrachtung einige wesentliche Unterschiede, die eine Abtrennung berechtigt erscheinen lassen. Die Skulptur besteht aus ca. 40 breiten regelmäßigen Radialrippen und einzelnen konzentrischen Anwachsringen; die Radialrippen werden durch breite Furchen voneinander getrennt. Das vor dem Wirbel gelegene Schloß ist kräftiger und robuster entwickelt als bei *G. trigona*. Es besteht aus vier schräg zum Schloßrand gestellten Zähnen, von denen der zweite am stärksten, der dritte am schwächsten ausgebildet ist. An den ersten Zahn schließt sich nach hinten ein längerer, leistenförmiger fünfter Zahn an.

Modiomorpha cf. *praecedens* Beush.

Beushausen, 1895. Lamellibranchiaten des rheinischen Devons. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. p. 25. Taf. II Fig. 12—15.

Es liegen von Berlé einige Exemplare einer *Modiomorpha* vor, die durch ihren vorgezogenen Vorderrand sehr an *M. praecedens* Beush. erinnern. Zu einer sicheren Bestimmung ist das Material jedoch zu mangelhaft erhalten. Über das Vorkommen dieser Art und ihr geologisches Alter vergl. p. 337.

Spriestersbach (Fauna der Remscheider Schichten. Abh. der preuß. geol. Landesanst. 1909. p. 22) stellt der echten *M. praecedens* eine var. *gigantea* gegenüber, die sich auf die bei Bilstein vorkommende große *Modiomorpha* beziehen soll. Hierzu stelle ich mit einigem Vorbehalt eine Form von Berlé, die im wesentlichen mit der Kayser'schen Abbildung übereinstimmt (Kayser, Über das Alter von *Myalina bilsteiniensis*. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. 1894. p. 128, Taf. IV Fig. 1). Bei *Modiomorpha gigantea* stoßen Schloß- und Hinterrand in einer stumpfen Ecke zusammen.

Ctenodonta arenacea Beush.

Beushausen, *Ctenodonta subelliptica* d'Orbigny sp. Lamellibranchiaten. p. 76, 77.

Beushausen, *Ctenodonta arenacea* Beush. Lamellibranchiaten. p. 505. Nachträge.

Beushausen hatte anfänglich (l. c. p. 76 Anm. 1) für *Sanguinolaria elliptica* Roem. den Namen *Ctenodonta subelliptica* d'Orb. angewandt, der von d'Orbigny für *Nucula elliptica* Roem. wegen der Priorität der Goldfuss'schen *N. elliptica* gebraucht worden war. Beushausen hat später sein Versehen erkannt und der in Frage kommenden Form *(Sanguinolaria elliptica)* den neuen Namen *Ctenodonta arenacea* gegeben.

Ct. arenacea ist an der stark querverlängerten Gestalt und den nach außen divergierenden Zähnen leicht kenntlich. Diese sind vor und hinter dem Wirbel stark und kräftig ausgebildet; unter dem Wirbel sind sie kleiner und zahlreicher vorhanden; sie stehen hier anscheinend senkrecht. Die mitteldevonische *Ct. postera* Beush., die der *Ct. arenacea* ziemlich nahe steht, unterscheidet sich außer durch den sehr kleinen Wirbel auch durch die zahlreicheren und kleineren Zähne.

Eigentlich müßte auch *Ct. subelliptica* d'Orb. (für *Nucula elliptica* Roem.) eingezogen werden und der Roemer'sche Name aufrecht erhalten werden; denn die angebliche Priorität von *Nucula (Ctenodonta) elliptica* Goldf. besteht zu Unrecht, da Goldfuss selbst seine Art eingezogen hat (Petrefacta Germaniae. p. 304, Anhang).

Ct. arenacea Beush. kommt zusammen mit anderen Ctenodonten in den fossilführenden Sandsteinen zu Munshausen vor.

Ctenodonta primaeva Stein.

Beushausen, Lamellibranchiaten. p. 79. Taf. V Fig. 28—30, Taf. VIII Fig. 13.

Diese bekannte Daleidener Form kommt auch in den Wiltzer Schiefern zu Weidingen und am Penzenberg vor. Hierzu gehört wahrscheinlich auch ein Steinkern aus dem Quarzit zu Munshausen, der mit der Fig. 30 Taf. V bei Beushausen gut übereinstimmt, wenngleich die Wölbung der Schale nicht so stark ist als bei der typischen *Ctenodonta primaeva.*

Ctenodonta cf. *unioniformis* Sandb.

Beushausen, l. c. p. 84. Taf. VI Fig. 10—15.

Ein Exemplar von Munshausen zeigt die scharfe konzentrische Skulptur und die kräftigen Zähne, die vor dem Schloßrand nach hinten gerichtet sind. Da die charakteristische Einziehung der Anwachsstreifen nicht beobachtet werden konnte, bleibt die Bestimmung unsicher.

Ctenodonta cf. *lamellosa* Beush.

Beushausen, Lamellibranchiaten. p. 89. Taf. VII Fig. 34.

Es liegt nur ein unvollkommener Steinkern mit gut erhaltenem Abdruck aus dem Quarzit vom „Rammerich" vor, der sich wegen der regelmäßigen, nach dem Rande zu etwas enger stehenden, wenig zahlreichen, scharfen konzentrischen Rippen und wegen des vor der Mitte gelegenen Wirbels eng an *Ctenodonata lamellosa* anschließt.

In den fossilführenden Sandsteinen zu Munshausen kommen verschiedene neue, charakteristische Ctenodonten vor.

Ctenodonta n. sp. I.

Die Schale ist mäßig gewölbt, ungleichseitig, quereiförmig; Wirbel wenig hervorragend und etwas vor der Mitte gelegen. Schloßrand gebogen, Vorderrand vorspringend, schwach gekrümmt, abgerundet. Unterrand geschwungen. Hinterrand bogig in den Schloßrand übergehend. Die Skulptur besteht, wie ein Abdruck zeigt, aus ziemlich weitstehenden, schwachen konzentrischen Anwachsstreifen. Vom Wirbel zieht nach dem Vorderrand eine Kante, von der die Schale nach vorne steil abfällt und die ein vorderes Feld abgrenzt. Das Schloß besteht vor und hinter dem Wirbel aus je vier stärkeren nach vorne und hinten gerichteten Zähnen, die durch eine größere Anzahl dichtgedrängter, übereinander gewachsener, schmaler Zähnchen verbunden werden.

Ctenodonta n. sp. II.

Schale stark querverlängert, mehr als doppelt so breit wie hoch, mäßig gewölbt. Wirbel fast zentral gelegen, wenig hervorragend, etwas übergebogen. Unterrand gerade oder fast gar nicht

geschwungen, in den verschmälerten, gerundeten Vorder- und Hinterrand übergehend. Vom Wirbel verlaufen zum Vorder- und Hinterrand je eine Kante, von denen die Schale nach vorne und hinten steil abfällt, jedoch so, daß das durch die Kante abgegrenzte hintere Feld größer ist als das vordere. Schloßrand gebogen mit einer Anzahl ununterbrochen nebeneinanderstehender Zähnchen.

Ctenodonta elegans Maur. (Der Quarzit von Neuweilnau. p. 45. Taf. V Fig. 12) unterscheidet sich durch den Mangel der beiden Kanten, während bei *Ct. elongata* Maur. (l. c. p. 50. Taf. V Fig. 5) der Unterrand weit stärker geschwungen ist.

Ctenodonta n. sp. II. kommt zu Munshausen ziemlich häufig vor; anscheinend ist sie auch bei Berlé vorhanden.

Cucullella cf. *triquetra* Conr.

Beushausen, Lamellibranchiaten. p. 102. Taf. V Fig. 2, 3.

Von Munshausen liegt eine kleine *Cucullella* vor, die auf die Abbildungen und die Beschreibung Beushausen's gut paßt und namentlich die gerundete Kante und das dahinter liegende flache, breite Feld gut zeigt.

Cucullella elliptica Maur.

Beushausen, Lamellibranchiaten. p. 104. Taf. V Fig. 9—15.

Die vorliegende Form schließt sich der *Cucullella elliptica* Maur. eng an. Nur ist die Schale nach hinten nicht so stark verschmälert, wie es die Abbildungen Beushausen's angeben. Da jedoch nach Beushausen die Gestalt der *C. elliptica* Maur. einigen Schwankungen unterworfen ist, dürfte die bei Munshausen vorkommende Art eine echte *C. elliptica* sein.

Ledopsis sp. I.

Einige Steinkerne aus dem Quarzit zu Munshausen zeigen die für *Ledopsis* typische, einer inneren Leiste entsprechende Furche. Zu genauer Charakterisierung reicht das Material nicht aus. Eine andere *Ledopsis* zeigt Ähnlichkeit mit *L. perobliqua* Beush. (Harzer Spiriferensandstein. 1884. Abh. d. k. preuß. geol. Landesanst. Taf. IV Fig. 18.)

Ledopsis sp. II.

Es kommen bei Munshausen gelegentlich *Ledopsis*-Formen vor, die sich durch dreieckige Gestalt, wenig gekrümmten spitzen Wirbel und zwei vom Wirbel zum Vorderrand und Hinterrand laufenden Kanten auszeichnen. Das Schloß besteht anscheinend aus einer Reihe ununterbrochen nebeneinanderstehender Zähnchen.

Prosocoelus cf. *pes anseris* Wirtg. u. Zeill.

Beushausen, Lamellibranchiaten. p. 149. Taf. XIII Fig. 1—3.

Bei einigen Exemplaren von der Schütburg scheint die vorderste Rippe nicht vorhanden zu sein, und demgemäß auch die erste Furche zu fehlen; dadurch erhalten diese Formen gewisse Ähnlichkeit mit *Prosocoelus* sp. aff. *pes anseris*. (Beushausen, l. c. p. 151. Taf. XIII Fig. 4.)

Prosocoelus cf. *consobrinus* Beush.

Beushausen, Lamellibranchiaten. p. 151. Taf. XIII Fig. 6—10.

Die vorliegende Form unterscheidet sich von dem echten *Prosocoelus consobrinus* durch etwas mehr querverlängerte Gestalt und durch größere Dimensionen. Die beiden Diagonalrippen, die am Wirbel scharf ausgebildet sind, verflachen sich nach dem Unterrand zu bald, verschwinden jedoch nicht völlig. Die zwischen der ersten und zweiten und vor der vorderen Rippe gelegenen flachen Furchen verursachen eine Einziehung des Unterrandes, die auch an der Zurückbiegung der Anwachsstreifen in den Furchen sichtbar wird. Die Anwachsstreifen sind in der Wirbelregion vor der ersten Rippe regelmäßig und scharf; nach dem Unterrand hin werden sie feiner und unregelmäßiger. Der durch eine Schwiele gestützte vordere Muskeleindruck ist deutlich zu beobachten.

Vorkommen: In den fossilführenden Sandsteinen zu Berlé.

Goniophora nassoviensis Kays.

Beushausen, l. c. p. 203. Taf. XVII Fig. 4—9.

Diese Art liegt in einigen Exemplaren von Munshausen und Hosingen vor.

Hind (Carboniferous Lamellibranchiata. p. 338) hat wegen der Priorität von *Goniophorus* Agassiz (einer Echinoide, nicht Crinoide, wie Hind irrtümlicherweise angibt) die Zweischalergattung *Goniophora* eingezogen und ihr den neuen Namen *Mytilimorpha* ge-

geben. Da jedoch beide Namen *(Goniophora* und *Goniophorus)* in der Literatur nebeneinandergehen, ohne zu Verwechslungen Veranlassung gegeben zu haben, dürfte es auch fernerhin zweckmäßig sein, den Namen *Goniophora* für die Lamellibranchiata-Gattung aufrecht zu erhalten.

Goniophora rhenana Beush.

Beushausen, l. c. p. 201. Taf. XVII Fig. 10—13.

In den braunen Quarziten des „Rammerich" kommen Steinkerne einer *Goniophora* vor, die sich durch grobe, wellige Skulptur vor der Kante und feine regelmäßige Streifung auf dem hinteren Feld auszeichnet, und somit eine Hinzuziehung zu *G. rhenana* berechtigt erscheinen läßt.

Goniophora sp.

Die Schale ist querverlängert, mäßig gewölbt, mit etwas vorspringendem Vorderrand, wenig geschwungenem Unterrand und schräg gerichtetem Hinterrand. Dieser stößt mit dem geraden Schloßrand in einer stumpfen Ecke zusammen. Der Diagonalkiel ist flach und nur als Kante entwickelt. Die Skulptur ist am Wirbel fein und eng und wird nach dem Rande zu etwas gröber. Sie besteht aus wenig gebogenen, sich mehrmals teilenden Rippen, die sich kurz vor der Kante abermals gabeln und geradlinig auf den Kiel stoßen. Auf dem hinteren flachen, konkaven Feld verlaufen sie ziemlich regelmäßig zum Schloßrand. Das Verhalten des Schlosses und der Muskeleindrücke konnte nicht beobachtet werden.

In ihrer äußeren Gestalt zeigt die Form einige Ähnlichkeit mit *Goniophora applanata*, speziell mit der Fig. 17 Taf. 27 bei Beushausen; sie ist jedoch etwas mehr gewölbt; außerdem stoßen die Rippen geradlinig auf die Kante und sind nicht nach unten gebogen wie bei *G. applanata.*

Das Exemplar stammt aus den Wiltzer Schichten des Penzenberges bei Lellingen.

Grammysia anomala Goldf. var. *rhenana* Beush.

Beushausen, l. c. p. 237. Taf. XXII Fig. 8—10.

Die Weidinger Formen dieser Art stimmen im allgemeinen gut mit den Abbildungen Beushausen's überein; jedoch sind die

konzentrischen, dachziegeligen Rippen, die auf den Anwachsstreifen liegen, hinter der Transversalfurche nicht so deutlich, wie es die Abbildungen bei Beushausen zeigen.

? *Allerisma inflatum* Stein.

Beushausen, l. c. p. 254. Taf. XXV Fig. 2, 3.
Hind, A Monograph of the Brit. Carbonif. Lamellibranch. Palaeont. Society. **1**. p. 148.

Hind hat sich gegen die Zugehörigkeit der devonischen Allerismen zur Gattung *Allerisma* King wegen Mangels einer Mantelbucht ausgesprochen, trotz der verschiedenen Beweise, die Beushausen für die Hinzuziehung zu *Allerisma* geltend gemacht hat. Da bei der schlechten Erhaltung der deutschen Formen die Beobachtung der Mantellinie bis jetzt unmöglich ist, bleibt die Zugehörigkeit zu *Allerisma* King vorläufig noch unsicher. Mein Material ist ebenfalls zu mangelhaft, um die Frage entscheiden zu können.

Allerisma inflatum kommt gelegentlich in den Wiltzer Schiefern vor, besonders zu Weidingen.

Spirifer carinatus var. *crassicosta* Scupin.

Scupin, Die Spiriferen Deutschlands. Palaeontographica. 1900. p. 28. Taf. II Fig. 13.

Hierzu stelle ich die Stielkappe eines relativ flachen *Spirifer*, der sich durch breite flache Rippen mit weiten Zwischenräumen auszeichnet; die Rippen treten erst etwas unterhalb des Schloßrandes auf. Der Muskelzapfen erhebt sich ein wenig über den übrigen Schalenteil. Die Zahneinschnitte sind tief und breit. Die Ausbildung des Sinus ist dieselbe wie bei *Spirifer carinatus* typ. Die Unhaltbarkeit der Scupin'schen Darstellung, daß der Sinus flacher sei als bei *carinatus* typ., ergibt sich aus dem Vergleiche der Fig. 13 Taf. II und der Textfig. 2 p. 28, wo die erste Abbildung eine flache, die andere eine tiefe Ausbildung des Sinus zeigt. *Sp. carinatus* var. *crassicosta* kommt in den Schütburgschichten vor.

Spirifer daleidensis Stein.

1853. *Spirifer daleidensis* Stein. Geogn. Beschreibung der Eifel. p. 71.
1858. *Spirifer canaliferus* Schnur ex parte. Brachiopoden der Eifel. Palaeontogr. **3**. Taf. XXXV Fig. 5 e.

1875. *Spirifer daleidensis* Béclard ex parte. Bull. soc. belg. p. 219. Taf. XII Fig. 1—3 b.
1878. *Spirifer daleidensis* Kayser ex parte. Älteste Ablagerungen d. Devons des Harzes. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. p. 174. Taf. XXXV Fig. 4, 6.
1879. *Spirifer Jouberti* Oehl. et Davoust, Dévonien de la Sarthe. Taf. XIV Fig. 5, 5 a.
1887. *Spirifer daleidensis* Béclard, Bull. de la soc. belge. Taf. III Fig. 8—10.
1889. *Spirifer daleidensis* Kays. ex parte. Hauptquarzit. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. p. 27. Taf. XVI Fig. 10.
1895. *Spirifer daleidensis* Kays., „Sur une faune" etc. Annales soc. géol. de Belg. p. 204. Taf. III Fig. 13, 14.
1900. *Spirifer daleidensis* Scupin ex parte. l. c. p. 75. Taf. VII Fig. 10?
1900. *Spirifer Bischofi* var. *paucicosta* Scup., Spiriferen Deutschlands. Taf. VII Fig. 4, 5.
1903. *Spirifer daleidensis* K. Walther, Unterdevon der Gegend etc. Dies. Jahrb. p. 53.
1904. *Spirifer daleidensis* Drevermann, Siegener Schichten von Seifen. Palaeontograph. p. 252. Anm.
1909. *Spirifer daleidensis* E. Maillieux, Les spirifères du Dév. de Belgique. Bull. soc. belg. 363. Fig. 26, 27.

Da eine Übersicht über die zu *Spirifer daleidensis* gehörigen Formen nicht existiert, wurde eine solche vorausgeschickt; sie stützt sich hauptsächlich auf die Arbeit von E. Maillieux, der die Form ausführlich beschrieben hat und ihre Unterschiede von den verwandten Spiriferen *(Sp. solitarius, Sp. Bischofi, Sp. Trigeri)* endgültig klargestellt hat.

Sp. daleidensis ist bis jetzt nur aus den oberen Coblenzschichten bekannt geworden. In Luxemburg kommt er in den die oberen Coblenzschichten unterlagernden Quarziten von Berlé als Seltenheit zu Munshausen vor.

Spirifer sp. aff. *arduennensis* Schn.

Von der Schütburg liegen eine Anzahl gewölbter Stielklappen vor, die sich durch eine geringe Anzahl (meist nur 4—5) sehr breiter, flacher, durch enge Zwischenräume getrennter Rippen und durch einen schmalen Sinus auszeichnen. Die Schale ist doppelt so breit wie lang. Die Schloßenden sind zu kurzen Flügeln ausgezogen, auf denen sich Andeutungen von 1 oder 2 Rippen zeigen. Die Area ist mäßig hoch, den ganzen Schloßrand begleitend; die größte Breite liegt unter dem Wirbel. Ein deutliches Pseudodeltidium ist vorhanden.

Die Art zeigt Ähnlichkeit mit *Spirifer* sp. Kays. (Älteste Devonablagerungen des Harzes. Abh. d. preuß. geol Landesanst. 1878. Taf. XXII Fig. 5); jedoch ist der Sinus der Schütburger Form noch schmäler.

Rhynchonella Losseni Kays.

1853. *Rhynchonella Stricklandi* Sow. Steininger, Beschreibung der Eifel. p. 65.
1854. *Rhynchonella Stricklandi* Schnur, Brachiopoden der Eifel. Palaeontogr. p. 172. Taf. XXII Fig. 2 a—e, excl. cet.
1880. *Rhynchonella Losseni* Kays., Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Sitz.-Ber. p. 820.
Rhynchonella Stricklandi aut.

Die äußere Gestalt dieser Form ist einigen Schwankungen unterworfen und infolge der Verdrückungen nur schwer festzustellen; im normalen Erhaltungszustand ist sie ungefähr ebenso lang wie breit. Die Ventralschale ist flach, im Alter etwas stärker gewölbt. Der Sinus ist ebenfalls flach und beginnt in der Regel in der Nähe des Wirbels. Die Zahnstützen erreichen $\frac{1}{3}$ der gesamten Schalenlänge und sind nach innen gebogen. Der Muskelzapfen, der an den Steinkernen meist deutlich hervortritt, wird von einem schwachen Medianseptum durchzogen. An älteren Exemplaren beobachtet man vor dem eigentlichen Muskelzapfen, und von diesem durch eine quere Einsenkung getrennt, eine knopfförmige Anschwellung. Zu beiden Seiten des Zapfens stellt sich häufig eine starke Granulation ein. Die Skulptur besteht aus breiten, gerundeten bis kantigen Radialrippen, die durch enge Zwischenräume getrennt sind, mit einzelnen konzentrischen Anwachsringen. Im Sinus liegen 7—9, auf den Seiten je 10—15 Rippen. An den Steinkernen beginnen die Rippen gewöhnlich erst von der Mitte der Schale an. Die kleine, stärker gewölbte Dorsalklappe ist durch ein kräftiges Medianseptum ausgezeichnet.

Die nächste Verwandte ist, wie schon Drevermann (Fauna der unteren Coblenzschichten von Stadtfeld. 1902. Palaeontogr. p. 108) festgestellt hat, *Rhynchonella dunensis*, die sich durch viel weniger entwickelten sehr flachen Sinus und die stärkere Wölbung der Schale unterscheidet. Die Anzahl der Rippen im Sinus ist bei beiden Formen dieselbe. *Rh. Dannenbergi* Kays. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1883. p. 313) unterscheidet sich durch die größere Gestalt, die größere Anzahl der Rippen, die erst unterhalb der Schalenmitte beginnen, und durch den flacheren Sinus.

Rh. Losseni kommt verschiedentlich in den Wiltzer Schiefern vor (Erpeldingen, Lellingen, Kierelbachtal). Im rheinischen Unterdevon ist sie in den höheren Partien der oberen Coblenzschichten vorhanden und besonders von Daleiden, Prüm, Walderbach (Grube Braut) bekannt geworden.

Stropheodonta taeniolata Sandb.

Sandberger, 1856. Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. p. 360. Taf. XXXIV Fig. 11 a, b, c.

Diese in ihrer äußeren Gestalt sehr variable Form ist dadurch ausgezeichnet, daß die einzelnen Radialbündel, die von dem Wirbel nach dem Rande verlaufen, seitlich von je einer stärkeren Längsrippe begrenzt werden, zwischen denen 5 oder 6 feinere Längsrippen liegen; meist schiebt sich noch eine breitere Rippe zwischen die einzelnen feinen Längsstreifen. Wegen der ziemlich übereinstimmenden Berippung mit *Stropheodonta interstrialis* Phil. haben Dames (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1868. p. 449) und Kayser (Ebenda. 1871. p. 622) unsere Form mit der genannten Art vereinigt. Indessen scheinen die von Maurer (Die Fauna der Kalke von Waldgrimmes. Abh. d. Großherz. Hess. geol. Landesanst. 1885. p. 144) geltend gemachten Unterschiede für die Selbständigkeit von *Stroph. taeniolata* zu sprechen.

Centronella cf. *Guerangeri* Vern.

Oehlert, 1883. Note sur *Terebratula* (*Centronella*) *Guerangeri*. Bull. Soc. d'Etudes scient. d'Angers. Taf. I Fig. 1—11, Taf. II Fig. 1—13.

Kayser, 1889. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft. p. 294. Taf. XIV Fig. 3—7.

Hierzu rechne ich einige Stiel- und Brachialklappen einer *Centronella* aus dem Quarzit des Rammerich, die sich von *Centr. Guerangeri* durch mehr verbreiterte Gestalt unterscheidet; ebenso sind die Rippen zahlreicher. Indessen macht Oehlert darauf aufmerksam, daß das Verhältnis von Länge und Breite und ebenso die Anzahl und Ausbildung der Rippen stark variiert.

Centronella sp.

Die vorliegende Form von Hosingen zeigt Ähnlichkeit mit *Centronella Guerangeri*; sie unterscheidet sich von dieser dadurch, daß die beiden mittleren Rippen der Ventralklappe ungefähr von der Mitte der Schale an deutlich gespalten sind.

In den beigefügten Fossillisten sind die in den einzelnen Schichten vorkommenden Versteinerungen ohne Rücksicht auf die verschiedenen Fundpunkte aufgezählt.

Wiltzer Schichten.

	Untere Coblenzschichten	Obere Coblenzschichten	Mitteldevon
1. *Homalonotus laevicauda* Quenst.	·	+	·
2. *Phacops Potieri* Bayle.	·	+	·
3. *Cryphaeus laciniatus* F. Roem.	+	+	·
4. „ *Lethaeae* Kays.	·	+	·
5. *Orthoceras* sp. div.	·	·	·
6. *Platyceras priscum?* Goldf. (autor.)	+	+	+
7. *Pleurotomaria daleidensis* F. Roem.	+	+	·
8. „ sp.	·	·	·
9. *Conularia subparallela* Sandb.	+	+	·
10. *Avicula (Leiopteria) crenato-lamellosa* Sandb.	+	+	·
11. „ „ *arduennensis* Stein	·	+	·
12. *Limoptera bifida* Sandb.	+	+	·
13. *Aviculopecten* sp.	·	·	·
14. *Pterinaea laevis* Goldf.	·	+	·
15. „ *costata* Goldf.	+	+	·
16. „ *fasciculata* Goldf.	·	+	·
17. *Actinodesma vespertilio* Maur.	·	+	·
18. *Gosseletia carinata* Goldf.	+	+	·
19. „ *truncata* F. Roem.	·	+	·
20. „ nov. sp.	·	·	·
21. *Nucula fornicata* Goldf.	·	+	·
22. *Nuculana securiformis* Goldf.	+	+	·
23. *Ctenodonta primaeva* Stein	·	+	·
24. „ cf. *elegans* Maur.	+	·	·
25. „ „ *demigrans* Beush.	+	·	·
26. „ „ *Oehlerti* Beush.	+	·	·
27. *Myophoria circularis* Beush.	+	+	·
28. *Carydium sociale* Beush.	+	+	·
29. *Paracyclas rugosa* Goldf.	+	+	·
30. „ *marginata* Maur.	+	+	·
31. *Cypricardinia crenistria* Sandb.	+	+	+

	Untere Coblenzschichten	Obere Coblenzschichten	Mitteldevon
32. *Goniophora* cf. *applanata* Beush.	+	+	.
33. „ sp.	+	+	.
34. *Grammysia anomala* var. *rhenana* Beush.	+	+	+
35. *Allerisma inflatum* Stein	.	+	+
36. *Spirifer paradoxus* Schloth. sp.	.	+	.
37. *Spirifer arduennensis* Stein	+	+	.
38. „ *carinatus* Schnur	+	+	.
39. „ *subcuspidatus* Schn.	+	+	.
40. „ cf. *curvatus* Schloth.	+	+	.
41. *Athyris caeraesana* Stein	+	+	.
42. „ *undata* Defr.	+	+	.
43. *Anoplotheca venusta* Schn.	.	+	.
44. *Pentamerus* sp.	?	+	.
45. *Megalanteris Archiaci* Suess	+	+	.
46. *Rhynchonella (Camarotoechia) daleidensis* F. Roem.	+	+	.
47. „ *(Uncinulus) pila* Schnur	+	+	.
48. „ *Losseni* Kays.	.	+	.
49. *Stropheodonta piligera* Sandb.	+	+	.
50. „ *taeniolata* Sandb.	.	+	.
51. „ *(Leptostrophia) explanata* Sow.	+	+	.
52. *Orthothetes umbraculum* Schloth.	+	+	.
53. *Leptaena rhomboidales* Dalm.	+	+	+
54. *Chonetes dilatata* F. Roem.	+	+	+
55. „ *sarcinulata* Schloth.	+	+	.
56. „ *plebeja* Schn.	+	+	.
57. *Discina arduennensis* Schn.	+	+	.
58. *Fenestella* sp.	.	.	.
59. *Spirorbis* cf. *omphalodes* Goldf.	.	.	.
60. *Aulopora* sp.	.	.	.
61. *Alveolites* sp.	.	.	.
62. *Pleurodictyum problematicum* Goldf.	+	+	.

Quarzit von Berlé.

	Untere Coblenzschichten	Coblenzquarzit	Obere Coblenzschichten
1. *Homalonotus crassicauda* Sandb.	.	+	+
2. „ sp.	.	.	.
3. *Phacops* sp.	.	.	.
4. *Platyceras priscum?* Goldf. autor.	+	+	+
5. *Bellerophon bipartitus* Sandb.	+	.	+
6. *Orthoceras* sp.	.	.	.
7. *Actinodesma* sp.	.	.	.
8. *Avicula (Leiopteria) crenato-lamellosa* Sandb.	+	+	+
9. „ sp.	.	.	.
10. *Pterinaea fasciculata* Goldf.	.	+	+
11. „ *laevis* Goldf.	.	+	+
12. „ *lineata* Goldf.	.	+	+
13. *Gosseletia (Cyrtodontopsis) Kayseri* Fr.	.	+	+
14. „ *trigona* Goldf.	.	+	+
15. *Cyrtodonta* cf. *dunensis* Drev.	+	.	.
16. *Modiola lodanensis* Beush.	.	+	+
17. „ *antiqua* Goldf.	+	+	+
18. *Modiomorpha* cf. *intermedia* Beush.	+	.	.
19. „ cf. *praecedens* Beush.	+	.	+?
20. „ cfr. „ var. *gigantea* Spr.	.	.	+?
21. „ sp.	.	.	.
22. *Nucula Ahrendi* F. Roem.	.	+	+
23. *Ctenodonta arenacea* Beush.	.	.	+
24. „ *primaeva* Stein	.	+	+
25. „ cf. *unioniformis* Sandb.	+	.	.
26. „ cf. *lamellosa* Beush.	+	.	.
27. „ n. sp. I	.	.	.
28. „ n. sp. II	.	.	.
29. *Cucullella truncata* Stein	+	+	+
30. „ cf. *triquetra* Conr.	+	+	+
31. „ *elliptica* Maur.	+	+	+
32. *Ledopsis* sp. I	.	.	.
33. „ sp. II	.	.	.
34. *Myophoria* cf. *circularis* Beush.	+	+	+
35. „ *inflata* A. Röm.	.	+	+
36. *Prosocoelus priscus* A. Röm.	.	+	+
37. „ cf. *consobrinus* Beush.	.	+	+

	Untere Coblenzschichten	Coblenzquarzit	Obere Coblenzschichten
38. *Goniophora rhenana* Beush.	+	.	.
39. „ *nassoviensis* Kays.	.	+	+
40. *Grammysia abbreviata* Sandb.	+	.	.
41. *Spirifer carinatus* Schn.	+	+	+
42. „ *subcuspidatus* Schn.	+	+	+
43. „ *daleidensis* Stein	.	.	+
44. *Athyris caeraesana* Stein	+	.	+
45. *Dielasma rhenanum* Drev.	+	.	.
46. *Rhynchonella (Uncinulus) pila* Schn.	+	+	+
47. *Stropheodonta explanata* Sow.	+	+	+
48. *Ortothetes umbraculum* Schloth.	+	+	+
49. *Centronella* cf. *Guerangeri* Vern.	.	.	+
50. „ sp.	.	.	.
51. *Orthis* cf. *tectiformis* K. Walther	.	.	+
52. „ *(Schizophoria) hysterita* Gmel.	?	+	+
53. *Chonetes sarcinulata* Schloth.	+	+	+
54. *Crinoid.* sp.	.	.	.
55. *Pleurodictyum problematicum* Goldf.	+	+	+

Schütburgschichten.

	Älteres Unterdevon	Untere Coblenzschichten	Obere Coblenzschichten
1. *Homalonotus* cf. *rhenanus* Koch	+	+	.
2. „ sp.	.	.	.
3. *Cryphaeus* cf. *laciniatus* F. Roem.	.	+	+
4. *Pleurotomaria daleidensis* F. Roem.	.	+	+
5. *Tentaculites scalaris* Schloth.	+	+	?
6. *Avicula (Leiopteria) crenato-lamellosa* Sandb.	+	+	+
7. *Pterinaea costata* Goldf.	+	+	+?
8. *Limoptera* cf. *rhenana* Fr.	.	+	.
9. *Ctenodonta* sp.	.	.	.
10. *Parayclas rugosa* Goldf.	.	+	+
11. *Prosocoelus* cf. *pes anseris* Wirtg. u. Zeill.	+	+	.
12. *Spirifer* cf. *Hercyniae* Gieb.	+	+	.
13. „ *arduennensis* Schn.	.	+	+
14. „ *carinatus* Schnur	.	+	+
15. „ „ Schn. var. *crassicosta* Scupin	.	+	.
16. „ *subcuspidatus* Schnur	.	+	+
17. „ sp. aff. *arduennensis* Schn.	.	.	.
18. *Tropidoleptus carinatus* Conr. var. *rhenana* Fr.	+	+	.
19. *Megalanteris Archiaci* Suess	+	+	+
20. *Rhynchonella (Camarotoechia) daleidensis* F. Roem.	+	+	+
21. „ *(Uncinulus)* cf. *peregrinus* Drev.	.	+	.
22. *Chonetes dilatata* F. Roem.	.	+	+
23. „ *sarcinulata* Schloth.	+	+	+
24. „ *plebeja* Schnur	.	+	+
25. *Pleurodictyum problematicum* Goldf.	+	+	+
26. *Orthoceras* sp. aff. *iniquiclathratum* Sandb.	.	.	.

Die geologische Literatur des Devons im Großherzogtum Luxemburg.

Im folgenden sollen die wichtigsten Literaturangaben aufgezählt werden, die in Beziehung stehen mit dem Devon des luxemburgischen Gebietes.

1819. Steininger, Geognostische Studien am Mittelrhein.
1822. — Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rhein und der Maas mit erläuternden Bemerkungen.
1828. — Essai d'une description géognostique du Gr. Duché de Luxembourg. Bruxelles.
1828. Engelsbach, Larivière. Descript. géognostique du Gr. Duché de Luxembourg.
1829. Dufrenoy, Beaumont, Memoire pour servir à une description géologique de la France.
1840. Dufrenoy, E. de Beaumont, Carte géologique de la France.
1843. Benningsen, Förder, Geognostische Beobachtungen im Luxemburgischen. Archiv für Mineral. von C. J. Karsten u. H. v. Dechen. **17**. 3—51.
1852. Dumont, Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines. Bruxelles.
1853. Steininger, Geognostische Beschreibung der Eifel. Trier.
1857. Ludwig, Über das devonische Gestein bei Wiltz in den Ardennen. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. No. 6. p. 45.
1862. Sievering, H. J., Notes sur les roches quartzeuses des Ardennes. Bull. soc. sciences natur. Luxembourg. **5**. 88.
1867. Wies, Notices sur les terrains paléozoiques du Gr. Duché de Luxemb. Soc. sciences natur. T. IX.
1876. — Populäre Geologie. p. 273.
1877. Wies et Siegen, Carte géologique du Gr. Duché de Lux. 1 : 40 000. Paris.
1877. Küntzen, Die Trilobiten des naturhist. Museums. Public. Instit. Luxembourg. **16**. 127—140.
1878. Dewalque, Rapport sur „Carte géologique" de M. Wies et Siegen. Soc. géol. de Belg. **5**. LVI.
1879. — Carte géologique de la Belgique.
1880. — Prodrome d'une description géologique de la Belgique.
1881. Siegen, Passé et avenir de la mine de Stolzembourg. Publ. Instit. **18**. 242.
1885. Gosselet, Aperçu géologique sur le dévonien du Gr. Duché de Luxembourg. Annales soc. géol. du Nord. p. 260.
1885. Kayser, Referat hierüber. Dies. Jahrb. 1886. I. p. 295.
1886. Gosselet, Tableau de la faune coblencienne. Annales soc. géol. du Nord. **13**. 292.
1888. — L'Ardenne.
1889. Frech, Über das rheinische Unterdevon etc. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. p. 206.

1889. Sandberger, Über die Entwicklung der unteren Abteilung des devonischen Systems in Nassau etc. Wiesbaden.
1896. Carte générale de la France. 1 : 320 000.
1898. Petry, Descript. géolog. du Gr. Duché de Luxemb. Programme de l'école industrielle etc. Luxembourg.
1898. Gosselet, Disposition de diverses assises du Dévonique etc. Bull. soc. belge de Géol. **12**. 223.
1898—1902. Frech, Lethaea palaeozoica.
1904. De Dorlodot, Age des couches dites „Burnotiennes" du bassin de l'Oesling. Annales de la soc. géol. du Nord **33**. 172.
1904. Blum, Willière, Mine de Stolzembourg. Bruxelles.
1905. Dewalque, Essai de la carte tectonique de la Belg. Ann. soc. géol. de Belg. **32**. Taf. IV.
1906. Lucius, Unser Ösling. Zeitschr. d. Ver. luxemb. Naturfreunde. **14**. 158.
1906. — Über einige Verwitterungserscheinungen. Ebenda. **16**. 176.
1907. — Mineral. u. geol. Literatur. Ebenda. p. 244.
1907. Foumarier, La tectonique de l'Ardenne. Annales de la soc. géol. de Belg. **34**. 15.

Ich möchte diese Arbeit nicht abschließen, ohne denjenigen Herren, die mir bei ihrer Abfassung behilflich waren, meinen besten Dank auszuprechen: Herrn Prof. Kayser für freundlichst überlassene Fossilien, Herrn Friedensrichter Lamort in Wiltz für geschenkte Fossilien, vor allem meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Holzapfel, der mich verschiedentlich auf meinen geologischen Exkursionen in Luxemburg begleitete und meine Arbeiten auch sonst in jeder Hinsicht unterstützt hat.

Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika.

Unter Mitwirkung von Fachgenossen herausgegeben von **G. Steinmann.**

XX.

Die Fauna des Aptien und Albien im nördlichen Perú.

Von

L. Sommermeier in Bonn.

Mit Taf. XIV, XV.

II. Gastropoden, Lamellibranchiaten, Echinoideen[1].

Im vorliegenden Beitrag werden die übrigen Fossilien beschrieben, welche von der Expedition Steinmann-Schlagintweit 1908 aus denselben Schichten und zum großen Teil an den gleichen Fundorten gesammelt wurden wie die im Beitrag XV von mir bearbeiteten Cephalopoden. Am Schluß befindet sich eine Zusammenfassung über die gesamte Fauna. Es ist mir eine angenehme Pflicht, beiden genannten Herren noch einmal meinen aufrichtigsten Dank zu sagen für die vielfachen Auskünfte und Ratschläge, die ich von ihnen erfuhr.

Zu besonderem Dank bin ich ferner noch Herrn Dr. Jaworski in Bonn verpflichtet. Durch ein Versehen war das Gesteinsstück mit *Anatimya prisca* n. sp. Jaworski auct. in das von ihm bearbeitete Lias-Dogger Material geraten. Da ich selbst abwesend war, als der Irrtum festgestellt wurde, meine Bestimmungen schon abgeschlossen waren, und die nötige Literatur mir nicht mehr zur Verfügung stand, übernahm Herr Jaworski freundlichst die Bearbeitung dieses Fossils für mich, so daß ich die interessante

[1] I. Cephalopoden, siehe dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXX. 1910.

Form noch in meine Arbeit aufnehmen konnte. Der betreffende Abschnitt im Text ist also von Herrn Dr. JAWORSKI verfaßt, und dieser hat als Autor der neuen Art zu gelten.

Verzeichnis der im Text angeführten Literatur.

1. AGASSIZ, Monographie des Myes. 1842.
2. ANTHULA, Kreideformation des Kaukasus. Beitr. z. Paläont. Österr.-Ungarns. **12**. 1898.
3. BÖHM, JOH., Über *Ammonites pedernalis* v. B. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **50**. 1898. p. 183.
4. BÖSE, Mon. geol. y pal. del Cerro de Muleros. Inst. geol. de México. Bol. **25**. 1910.
5. — Neue Beiträge zur Kenntnis der mexikanischen Kreide. Centralbl. f. Min. etc. 1910.
6. BRAVO, Appuntes sobre la Paleontología de Yauli. Bol. d. Cuerpo de Ing. d. Minas del Perú. **25**. I. 1905. Lima.
7. BRÜGGEN, Die Fauna des unteren Senon von Nord-Perú. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXX. 1910.
8. BURCKHARDT, La faune jur. de Mazapil avec un app. s. l. foss. du crétacique inf. Inst. geol. de México. Bol. **23**. 1906.
9. — Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko. Centralbl. f. Min. etc. 1910.
10. BUVIGNIER, Statistique géol. du Dép. de la Meuse. 1852.
11. CHOFFAT, Faune crét. du Portugal. Ser. III et IV. 1901/02.
12. — Le crétacique dans l'Arrabida et dans le contrée d'Ericeira. Serv. géol. du Portugal. **6**. 1904.
13. CLARK, The mesozoic Echinodermata of the United States. U. S. G. S. Bull. 97. 1893.
14. CONRAD, Description of new species of cretac. and eocene fossils of Mississippi and Alabama. Journ. acad. nat. sc. Philadelphia. 1860. New Ser. IV, 3.
15. CONTÉJEAN, Etude de l'étage Kimm. dans les environs de Montbéliard et dans le Jura. Paris 1859.
16. COQUAND, Mon. de l'étage aptien de l'Espagne. 1866.
17. — Mon. du genre *Ostrea*. 1869.
18. CRAGIN, A contribution to the invertebrate paleontology of the Texas cretac. Geol. Soc. of Texas. 1892.
19. DOUVILLÉ, R., Sur des ammonites du crétacé sud-americ. Ann. soc. roy. zool. Belgique. **41**. 1906.
20. GABB, Description of a coll. of fossils m. b. doctor ANT. RAIMONDI in Perú. Journ. acad. nat. sc. Philadelphia. **2**. 8. 1881.
21. GERHARDT, Beitrag zur Kenntnis der Kreideformation in Venezuela und Perú. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XI. 1897.
22. — Beitrag zur Kenntnis der Kreideformation in Columbien. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XI. 1897.

23. Grabau, North-americ. index fossils. **1**. Invertebr. 1909.
24. Haupt, Beiträge zur Fauna des oberen Malm und der unteren Kreide in der argentinischen Cordillere. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIII. 1907.
25. Jacob, Etude s. l. ammonites et l'horiz. stratigr. du gisement de Clansayes. Bull. Soc. géol. France. 1905. (Trav. Laborat. géol. Grenôble. 8. 1907.)
26. Karsten, Die geognost. Verhältnisse des westl. Columbien etc. 1856.
27. Lissón, Ammonites del Perú. Lima 1908.
28. Loriol et Cotteau, Mon. géol. et pal. de l'étage Portland. du Dép. de l'Yonne. 1868.
29. Loriol, Royer et Tombeck, Descr. géol. et pal. des étages jur. sup. de la Haute-Marne. 1872.
30. Loriol, Echinologie Helvetique II. Mat. p. l. Pal. Suisse. Ser. VI. 1873.
31. — Gault de Cosne (Nièvre). Mém. soc. pal. Suisse. **9**. 1882.
32. — Notes pour servir à l'étude des Echinodermes. Ser. II. Fasc. II. 1904.
33. Moesch, Mon. der Pholadomyen. Abh. der schweiz. pal. Ges. **1**. 1874.
34. Möricke, Die Versteinerungen des Lias und Unteroolith in Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. 1894.
35. Neumann, Beiträge zur Kenntnis der Kreideformation in Mittel-Perú. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIV. 1907.
36. d'Orbigny, Coquilles et échinodermes foss. de Colombie. 1842.
37. — Pal. française. Terr. crét. III. Lamellibr. 1843.
38. Paulcke, Über die Kreideformation in Südamerika und ihre Beziehungen zu anderen Gebieten. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. 1903.
39. Pictet et Renevier, Foss. du terr. aptien de la perte du Rhône. 1854—58.
40. Pictet et Campiche, Foss. du terr. crét. des environs de Ste. Croix. II, III, IV. 1864—68.
41. Römer, F., Die Kreidebildungen von Texas. 1852.
42. Salfeld, Fossilien aus der oberen Kreide von Perú. In „Hauthal, Reisen in Bolivien und Perú". Wiss. Ver. d. Ges. f. Erdkunde. Leipzig. **7**. 1911.
43. Schlagintweit, Die Fauna des Vracon und Cenoman in Perú. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIII. 1911.
44. Sommermeier, Die Fauna des Aptien und Albien im nördlichen Perú. Teil I. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXX. 1910.
45. Steinmann, Über Tithon und Kreide in den peruanischen Anden. Dies. Jahrb. 1881. II.
46. — Über Jura und Kreide in den Anden. Dies. Jahrb. 1882. I.
47. Stoliczka, Cretac. fauna of Southern India. „The Pelecypoda etc." Pal. Indica. **3**. Ser. VI. 1871.
48. Weller, Cretac. pal. of New Jersey. G. S. of N. Y. **4**. 1907.
49. Withefield, Brachiopoda and lamellibr. of the Raritan clays and Greensand marls of New Jersey. U. S. G. S. Mon. IX. 1885.
50. Woods, A monogr. of the cretac. lamellibranchiata of England. **1**. 1899—1903.
51. — Id. **2**. Part I—VI. 1904—1909.

Nachtrag:

52. Dames, Über Ptychomya. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 23. 374. 1873.
53. Cotteau, Notes sur quelques Echinides du terr. crét. du Mexique. Bull. Soc. géol. Fr. 18. 292. 1890.

Gastropoden.

Natica cf. *pedernalis* Römer.

Natica pedernalis Römer (41), p. 43. Taf. IV Fig. 1.
Natica pedernalis Böse (4), p. 142. Taf. XXX Fig. 9.

Ein kleiner Steinkern kommt dieser Art recht nahe. Die Gestalt ist länglich-rundlich, die Umgänge umfassen sich beträchtlich und sind am oberen Rande kantig umgebogen. Der letzte Umgang ist nicht völlig erhalten, zeigt aber die gleiche bedeutende Höhe gegenüber den vorhergehenden.

Fundorte: Hac. Calluan (El Montón); Texas[1]: Fredericksburgschichten = Albien — Vracon. Mexiko: Vracon.

Turbo sp.

Ein kleines Schalenexemplar zeigt zwei Umgänge teilweise erhalten, welche mit ziemlich starken gekörnelten Längsrippen bestanden sind.

Fundort: Hac. Calluan (El Montón).

Tylostoma sp.

Mehrere länglich-ovale Steinkerne erinnern an Formen, welche als *Tylostoma*-Arten aus Neocom, Aptien und Gault beschrieben sind, cf. Pictet et Campichel (40) II. p. 349 u. f. Taf. LXXIII. Ebenso sind sie den Stücken ähnlich, die Böse (4) p. 143, 144, Taf. XXX, XXXI aus Vraconschichten Mexikos abbildet.

Fundorte: Cajamarca, Hac. Calluan (El Montón), Cuesta de Celendin, W. Sihuas.

[1] Bezüglich der Altersbestimmung der Schichten der mittleren Kreide von Texas kommt Böse (5) aus dem Vergleich mit den mexikanischen Ablagerungen zu einem von den bisher geltenden Anschauungen abweichenden Resultat. Der Fossilführung nach sind die Schichten der Fredericksburg division als Gault und Vraconnien, der untere Teil der Washita division als Cenoman anzusehen (anstatt der früheren Deutung als Aptien und als Gault).

Lamellibranchiaten.

Liopistha (= Psilomya) gigantea Sow.

Liopistha gigantea Loriol (31), p. 45. Taf. VI Fig. 1—5.
Liopistha (Psilomya) gigantea Woods (51), p. 257. Taf. XLIII Fig. 3—4, Taf. XLIV Fig. 1—2.

Obwohl nur Steinkerne vorliegen, so steht doch für die Mehrzahl die Zugehörigkeit zu dieser Art außer Frage. Mit den bei Loriol und Woods gegebenen Abbildungen stimmen sie z. T. gut überein.

Es befinden sich Stücke von beträchtlicher Größe darunter, die Gestalt ist etwas variierend.

Länge	130 mm	65 mm	115 mm
Höhe	90 „	50 „	75 „
Dicke	80 „	40 „	70 „

Es sind in der vorderen Hälfte kugelig aufgeblähte, nach hinten allmählich schlank auslaufende Formen, deren größte Dicke auf der oberen Flankenhälfte unterhalb der Wirbel liegt. Diese sind dick, vorspringend und stark eingerollt, aber nur wenig nach vorn gerichtet. Das Vorderteil der Muschel ist kurz und rundlich, das lange Hinterende quer abgestutzt bis gerundet. Die breite Lunula ist durch einen wulstigen Kiel begrenzt. Eine feldchenartige Einsenkung hinter den Wirbeln ist nicht deutlich umrandet. Die breiten konzentrischen Rippen sind nur auf den Wirbeln sichtbar und setzen scharf an der Lunulakante ab. Die feinen Anwachsstreifen auf dieser und auf den Flanken werden auch vom Steinkern wiedergegeben. Nur einzelne Exemplare zeigen die radialen Rippen auf den Wirbeln. Feine Tuberkelreihen auf der Flanke (cf. Woods) fehlen völlig.

Fundorte: Cajamarca, S. Cachachi, W. Celendin, dazu schlechte Reste von: Cochamarca, Hac. Calluan (El Montón), San Marcos.

Liopistha gigantea findet sich im Albien und Cenoman.

Liopistha sp.

Ein Steinkern unterscheidet sich von den im vorhergehenden beschriebenen durch die wenig hervorragenden, aber stark nach vorn gerichteten Wirbel. Auch ist die Gestalt noch mehr kugelig aufgebläht und das Hinterende kürzer, so daß ein schlankes Aus-

laufen nach hinten fehlt. Die Wirbeloberflächen sind angegriffen und Skulpturmerkmale nicht sichtbar.

Länge	115 mm
Höhe	100 „
Dicke	90 „

Fundort: gleich oberhalb Sihuas.

Liopistha (= Psilomya) fallax Coq.

Panopaea fallax Coquand (16), p. 280. Taf. VIII Fig. 3 u. 4.

Im Anschluß an *Liopistha gigantea* läßt sich diese Art kurz so charakterisieren, daß sie sich von jener nur durch das Fehlen der feinen Radialstreifen auf den Wirbeln unterscheidet. Die konzentrische Rippenskulptur und deren scharfes Absetzen an dem Lunularand sind die gleichen. Bei der sehr ähnlichen gestaltlichen Ausbildung liegt es nahe, die kleinen mit den Coquand'schen Abbildungen und Beschreibung übereinstimmenden Exemplare für Jugendformen von *L. gigantea* anzusehen und die Spezies einzuziehen. Hierfür spricht auch, daß sich die Radialstreifen auf den Wirbeln nicht auf allen Exemplaren der vorigen Art feststellen lassen, wie auch Loriol (31) sie nur als bei gewissen Individuen vorkommend angibt. Zu einwandfreier Entscheidung reicht das vorliegende Material nicht aus. Ebenso ist auch *Panopaea aptiensis* Coq. (16) p. 280, Taf. VIII Fig. 1 und 2 in Zweifel zu stellen, deren wesentlicher Unterschied gegen *P. fallax*, ein analwärts ziehender Wulst, sich nur wenig bemerkbar macht.

Fundorte gemeinsam mit *L. gigantea*: Cajamarca, Cochamarca, Hac. Calluan (El Montón); dazu noch: N. Cajabamba, Huanyamba, W. Sihuas.

In Spanien oberes Aptien.

Panopaea sp.

Der Vorderrand der vorliegenden linken Klappe ist kurz und quer abgestutzt. Das abgebrochene Hinterende läßt auf eine recht bedeutendere Länge schließen. Die konzentrischen Rippen sind stark und faltig. Das Stück erinnert an die zu *Panopaea gurgites* und *neocomiensis* gehörenden Formen bei Woods (51) p. 222, zitiert aus Neocom, Lower Greensand.

Fundort: Cajamarca.

Pholadomya cf. *nodulifera* Münst.

Taf. XIV Fig. 5.

Pholadomya nodulifera Moesch (33), p. 103. Taf. XXXIV Fig. 2.

Die schlecht erhaltenen Steinkerne zeigen gewisse Abweichungen von dem bei Moesch dargestellten Typus: die Gestalt ist schlanker, doch sind die Umrisse in gleicher Weise gerundet. Die Wirbel sind, wie das abgebildete Stück zeigt, etwas mehr nach vorn gerichtet, und die Verjüngung von dem dick gebauchten Vorderteil nach hinten erfolgt allmählicher. Das Hinterende ist bei keinem Exemplar unbeschädigt erhalten. Die Ausbildung des stark hervorspringenden Bugs und der Arealpartie ist die gleiche wie beim Typus Moesch. Die Zahl der bis an den Unterrand heran deutlich bleibenden Rippen schwankt um 12, sie werden durch um das Doppelte und mehr so breite Zwischenräume getrennt. Die an den Kreuzungsstellen mit den groben Anwachsstreifen entstehenden Knoten lösen die Rippen perlschnurartig auf.

Moesch leitet die von ihm beschriebene Form von *Pholadomya idea* d'Orb. var. *cycloides* (Lias) ab, während sich die hier vorliegenden schlankeren Formen mehr der *Ph. idea* d'Orb. typus anschließen.

Fundorte: Cochamarca, Cuesta de Huanyamba, vom Aufstieg nach Curgos, W. Sihuas, Ancahuaina.

Mittlere und obere Kreide.

Pholadomya cf. *hispanica* Coq.

Pholadomya hispanica Coquand (16), p. 282. Taf. VII Fig. 5 u. 6.
Pholadomya hispanica Moesch (33), p. 113.

Ein schlecht erhaltener Steinkern mit über 20 zu zählenden Rippen, längliche, dabei aber bauchige Gestalt.

Fundort: Cochamarca.

Aptien in Spanien.

Anatimya prisca n. sp. Jaworski auct.

Taf. XIV Fig. 4.

Da das bis jetzt in seinem Vorkommen und in der Zahl seiner Vertreter sehr beschränkte Subgenus *Anatimya* (Genus *Anatina*) wenig bekannt sein dürfte, sei hier kurz darauf eingegangen. *Anatimya* wurde 1860 von Conrad (14, p. 276) aufgestellt mit den

drei Spezies: *anteradiata*, *postsulcata*, *papyria* aus der Kreide von Tippah (New Jersey), auf die auch später Stoliczka (47, p. 69 und p. 74) verweist. Eine weitere und letzte Spezies hat Whitfield (49, p. 189, Taf. 25 Fig. 17) 1886 als *Pholas lata* beschrieben. Die ursprüngliche Diagnose Conrad's lautet: „These three species have a elongated form not unlike that of a *Anatina* ... all these shells are characterised by concentric furrows p o s t e r i o r l y and by radiating lines."

Besser ist die Diagnose bei Grabau (23, p. 531): „Oblong anterior side with concentric sculptur, posterior with concentric and radiating ribs."

Bei seiner Beschreibung hat Conrad hinten und vorn vertauscht, was auch schon Weller bemerkt hat. Nach Weller (48) und Grabau (23) sind die Radialstreifen hinten. Es ist demnach auf der Conrad'schen Abbildung der radialgestreifte und abgestutzte Teil die Hinterseite, die regelmäßig gerundete die Vorderseite, nicht umgekehrt. Bei dieser Orientierung würde man also besser von einer *„p o s t radiata"*, statt von *„a n t e radiata"* sprechen. Andere Spezies wie die vier genannten sind nicht bekannt, und mit diesen wenigen Vertretern ist *Anatimya* auf die o b e r e K r e i d e von N o r d a m e r i k a beschränkt.

Der Steinkern einer linken Klappe von schlechterhaltenem Umriß hat eine Länge von 45 mm, Höhe von 20 mm. (Hierbei ist zu berücksichtigen, daß Teile abgebrochen sind.) Die Form ist also langgestreckt. Der Unterrand ist leicht konvex gebogen, der Vorderrand gerundet, der Hinterrand mehr abgestutzt. Über den Oberrand ist etwas Sicheres schwer zu sagen. Er verlief wohl im großen und ganzen horizontal, hinten leicht konkav eingebuchtet. Die Wirbel sind fast median gelegen. Die Schalenwölbung ist im allgemeinen gleichmäßig flach gerundet, etwas unterhalb und hinter den Wirbeln tritt sie ein wenig stärker hervor. Von dort fällt sie nach der oberen Hälfte des Hinterrandes steiler ab, so daß dieser Teil flach zusammengepreßt wird.

Nach der Skulptur lassen sich drei verschiedene Zonen unterscheiden. Der vorderste Teil nimmt nicht ganz die Hälfte ein und ist mit 10 bis 11 groben konzentrischen Runzeln versehen, von gleich breiten Zwischenräumen getrennt. Der mittlere Teil ist im wesentlichen glatt, die Anwachslamellen sind nur ganz schwach sichtbar. Die Grenze zwischen Vorder- und Mittelteil ist durch

eine furchenartige Depression gegeben, an der die konzentrischen Runzeln des Vorderteils absetzen. (Auf der Abbildung ist die Furche etwas übertrieben wiedergegeben.) Eine solche vom Wirbel senkrecht nach unten ziehende Furche ist auch bei Whitfield's *A. lata* beschrieben und tritt auch auf der Weller'schen Abbildung hervor. Vorder- wie Hinterteil wölben sich vor und hinter dieser Depression wieder heraus. Der hintere Teil trägt sechs bis sieben feine, von der Wirbelregion ausstrahlende Radialrippen, deren Zwischenräume etwas breiter sind. Die konzentrische Anwachsstreifung ist auch hier ziemlich schwach, nur wenig stärker als auf dem Mittelteil. Die stärker hervortretenden Lamellen lassen die Radialrippen an den Kreuzungsstellen schwach geknotet erscheinen.

Es gelang, auf der Rückseite des hier beschriebenen Steinkernes den hintersten Teil der rechten Klappe mit dünner Schale freizulegen. Dieses Schalenstück zeigt, daß sich auch noch hinter den erwähnten sechs bis sieben Radialrippen mehrere linienzarte, außerordentlich feine Radialrippen finden, die wegen ihrer Zartheit auf dem Steinkern nicht zum Ausdruck kommen. Sie stoßen spitzwinkelig auf den Hinterrand, dessen oberste Hälfte sie aber frei lassen. (In die Zeichnung des Steinkerns der linken Klappe sind sie eingetragen.)

Kurz zusammengefaßt ergeben also die Skulpturverhältnisse: ein stark konzentrisch beripptes Vorderfeld, ein fast glattes Mittelfeld, ein schwach konzentrisch und in seinem vorderen Teil besonders radialberipptes Hinterfeld. Die Zugehörigkeit dieser Form zu *Anatimya* ist zweifellos, doch kann ich vorliegende Spezies mit keiner der mir bekannten vier identifizieren, und da sie ganz erheblich älter ist als die bekannten Arten, gebe ich ihr den Namen *A. prisca*.

Fundort: Ancahuaina.

Bemerkungen. Suchen wir zunächst die Unterschiede von *prisca* gegenüber den bekannten Spezies festzustellen.

A. anteradiata Conrad ist, wie die Abbildungen bei Conrad (Taf. 46 Fig. 3), Grabau (Fig. 721), Weller (Taf. 57 Fig. 12) zeigen, erheblich höher im Vergleich zur Länge, auch beginnen bei *prisca* die Radialrippen erst weiter hinten als bei der nordamerikanischen Form. Auffällig gut stimmt zu *prisca* die Zahl der Radialrippen, sechs bis acht. Von den beiden anderen Spezies

gibt es keine Abbildungen, und ich bin daher auf Conrad's Text angewiesen. *Postsulcata* ist „larger than the preceeding", entfernt sich also durch das Verhältnis von Länge zu Höhe noch weiter von *prisca* als *anteradiata*. *Papyria* soll gegenüber *anteradiata* durch weniger hervortretende Radialrippen ausgezeichnet sein, ein Unterscheidungsmerkmal, mit dem sich ohne Abbildung nicht viel anfangen läßt. Die Stärke der Radialberippung dürfte bei *prisca* etwa die gleiche sein wie bei *anteradiata*. Weller sagt von *postsulcata* wie *papyria* „... both are probably only variations of *A. anteradiata* and are not worthy of recognition of distinct species".

A. lata Whitfield erscheint ebenfalls gegenüber *prisca* viel höher im Verhältnis zur Länge, während sie anderseits durch die median gelegene Furche sehr an *prisca* erinnert. Weller hält es für möglich, daß *postsulcata* Con. und *lata* Whit. ident sind.

Große Ähnlichkeiten mit *Anatimya* Con. zeigt das Genus *Plectomya* Loriol (28, p. 525), 1868 aufgestellt und ebenfalls zur Familie Anatinidae gehörig. Wir finden die gleichen groben konzentrischen Runzeln auf der Vorderseite, die in der Mitte kaum vorhanden oder ganz verschwunden sind, während sich auf der Hinterseite die konzentrische Skulptur wieder mehr oder weniger stark einstellt. Vom Wirbel zum Unterrand zieht ebenfalls eine Depression. Der Unterschied gegen *Anatimya* besteht wesentlich in dem Fehlen der Radialverzierung auf der Hinterseite. Außerdem ist bei *A. anteradiata* Con. und *prisca* n. sp. der Oberrand fast geradlinig, während er bei *Plectomya rugosa* Römer in Loriol (28, Taf. 8 Fig. 2—5; 29, p. 193, Taf. 12 Fig. 6 u. 7) einen deutlichen Winkel am Wirbel bildet. *Plectomya* ist im Jura (hauptsächlich im oberen) zu Hause und in der Kreide. Eine, rein äußerlich betrachtet, etwas ähnliche Radialstreifung findet sich bei manchen Spezies der 1842 von Agassiz (1, p. 145) aufgestellten Untergattung *Ceromya*, wie bei *C. strata* Ag. (1, p. 149, Taf. 11 Fig. 13—15, Taf. 11 c Fig. 5—7), cf. auch in Loriol (29, p. 197, Taf. 12 Fig. 10—11). Hierhin ist auch *C. versicostata* Buvignier (10, p. 11, Taf. 1 Fig. 11—13) und die der letztgenannten sehr ähnliche *C. magnifica* Contéjean (15, p. 349, Taf. 27 Fig. 1—2) zu stellen. *Ceromya* findet sich im Jura und in der Kreide. Diese Ceromyen sind aber von *Anatimya* durch ihre nach hinten

sehr viel stärker ausgezogene und verschmälerte Form zu unterscheiden, sowie durch das Fehlen eines von konzentrischer Berippung nahezu freien Mittelfeldes. Auch bei der Radialverzierung des hinteren Teiles ist zu beachten, daß die Rippen keine zusammenhängenden Streifen sind, sondern nur Punktstreifen. In Wirklichkeit sind sie nicht wie bei *Anatimya* auf den hinteren Schalenteil beschränkt, sondern treten als ganz feine Körnchenreihen auf der ganzen Schale auf, nur sind sie auf der Hinterseite allein so stark, daß sie mit bloßem Auge erkennbar sind. Zum Schluß sei noch erwähnt, daß seit Möricke (34) auch aus dem südamerikanischen Jura zwei Arten von *Ceromya* bekannt sind: *C. Iglesia* (Taf. II Fig. 8) aus dem oberen Lias bis mittleren Dogger und *C. undulata* Sow. aus den *Humphriesianus*-Schichten Chiles.

Vorkommen. Alle bis jetzt bekannten Anatimyen stammen aus Nordamerika, und zwar aus der Mississippigegend (Staat New Jersey). *Anteradiata* findet sich in dem Woodburyclay und dem Wenonahsand, *lata* in letzterem (?). *Anteradiata* findet sich häufig, *lata* ist nur in dem einen bei Weller abgebildeten Stück bekannt. Der Wenonahsand und Woodburyclay gehören der unteren der beiden Hauptabteilungen an, die Weller in der Kreide von New Jersey unterscheidet, dem sogen. Ripleyian, das nach Weller der europäischen Aachener Kreide äquivalent, also oberes Senon ist. Das Vorkommen hier ist also in doppelter Hinsicht von Interesse, einmal weil es die Existenz dieser Gattung auch außerhalb Nordamerikas beweist und fernerhin durch ihr Vorkommen in bedeutend älteren Schichten.

Cucullaea cf. *brevis* d'Orb.

Cucullaea brevis d'Orbigny (36), p. 55. Taf. V Fig. 2—4.
Cucullaea brevis Gerhardt (22), p. 182. Taf. V Fig. 4.
Cucullaea (Arca) brevis Paulcke (38), p. 290.

Zwei Schalenstücke (rechte Klappen) lassen sich gut mit der von Gerhardt gegebenen Abbildung vergleichen. Sie sind verhältnismäßig etwas kürzer, das entspricht der Steinkernbeschreibung von d'Orbigny.

Fundort: Cajamarca.

Gehört in Columbien zur Fauna des Aptien.

Cucullaea sp.

Von einigen Steinkernen dieser Gattung, welche durch die Richtung der Wirbel etwas voneinander abweichen, läßt sich nur sagen, daß sie sich dem Typus der im Aptien und Albien weit verbreiteten *Cucullaea glabra* Park. am meisten zu nähern scheinen.

Fundorte: N. Cajabamba, Hac. Calluan (El Montón), Aufstieg nach Curgos, Huaninga, Pariahuanca.

Trigonia Hondaana Lea.

Trigonia Boussingaulti = *Hondaana* d'Orbigny (36), p. 50. Taf. IV Fig. 1—3.
Trigonia Hondaana Coquand (16), p. 136. Taf. XXIV Fig. 1—2.
Trigonia Hondaana Gerhardt (22), p. 183. Taf. V Fig. 6.
? Trigonia sp. Neumann (35), p. 111. Taf. III Fig. 6.
Trigonia Hondaana Choffat (12), p. 48.

Die Identität der Formen von d'Orbigny und Coquand ist von Pictet et Campiche (40) p. 385 bezweifelt worden. Schon Gerhardt konnte auf die Variabilität der Art hinweisen, durch welche Abweichungen in Einzelheiten erklärt werden. Da mir hier eine größere Anzahl teilweis recht gut erhaltener Individuen verschiedener Größe zur Untersuchung vorlag, kann ich dem letzten Autor nur beistimmen. Die Zahl der erkennbaren Rippen schwankt zwischen 18 und 25 (oder auch noch mehr). Ebenso variierend ist auch ihr Verlauf wie ihre Stärke und die Ausbildung der Knoten. Die Exemplare mit wenigeren, weiter auseinanderstehenden Rippen sind grob geknotet, während die feinberippten auch eine entsprechend feinere Knotung besitzen.

Unabhängig davon ist die verschiedenartige Ausbildung der Area. Von beiden durch das Maß ihrer Berippung und Knotung sich unterscheidenden Formengruppen liegen Exemplare vor, deren Area durch eine Feinrippung, die sich in eine Art Körnelung auflöst, charakteristisch verziert wird (cf. Abbildung bei Coquand); anderseits auch solche, bei denen diese Skulptur sehr abgeschwächt auftritt und teilweise verschwindet (cf. Gerhardt).

Fundorte: Cajamarca, Pampa de la Culebra, Alisopata, Hac. Calluan (El Montón), Hac. Huainmarca, Cashapugre, Sihuas, Weg von Callapampa nach Huay-Huay (Yauli).

Trigonia Hondaana ist in Spanien, Portugal und Columbien eine sichere Aptienform. Neumann gibt seine *Trigonia* sp., die mit großer Wahrscheinlichkeit zu *Hondaana* gehört, aus den

„Santonienschichten" mit „*Placenticeras syrtale*" an. Wie schon im I. Teil dieser Abhandlung (Einleitung) gesagt ist, handelt es sich dabei um einen irrigen Vergleich und daher falsche Altersstellung, so daß wohl auch jenes Vorkommen in Mittelperú als A p t i e n anzusprechen ist.

T r i g o n i a s u b c r e n u l a t a d'Orb.

Trigonia subcrenulata d'Orbigny (36), p. 52. Taf. IV Fig. 7—9.
Trigonia crenulata Lam. Römer (41), p. 51. Taf. VII Fig. 6.
Trigonia subcrenulata Gerhardt (22), p. 184.
Trigonia crenulata Lam. var. *Peruana* Paulcke (38), p. 272. Taf. XV Fig. 9.

Vergesellschaftet mit *Trigonia Hondaana* liegt eine größere Anzahl von Exemplaren vor (24 beschalte, 7 Steinkerne), die sich mit Berücksichtigung starker Variabilität (wie bei der ersteren) mit der gleichalterigen *Tr. subcrenulata* aus dem benachbarten Gebiet Columbiens vereinigen lassen. Diese an einem größeren Material beobachtete variierende Ausbildung von Gestalt und Berippung erlaubt auch, die oben angeführten Typen als Synonyme aufzufassen, besonders die Identität mit Paulcke's peruanischer Form ist nicht zu bezweifeln. Auch die Ähnlichkeit mit der obercretaceischen *Tr. crenulata* Lam. nach d'Orbigny (37), Pal. franç. p. 151, Taf. 295 ist bei einigen Exemplaren so groß, daß sich Unterschiede kaum feststellen lassen. Vorwiegend sind die untersuchten Stücke von der gedrungenen Gestalt dieser und der Paulcke'schen Varietät (vielfach sind die Schalen aber auch stark verdrückt). Andere gleichen mehr dem Typus der *subcrenulata*, ohne daß sich scharfe Grenzen zwischen den verschiedenen Formen ziehen lassen. Gleicherweise ist die Ausbildung der Vorderseite wechselnd, d. h. sie ist ± abgestutzt, steil bis sanft geschwungen. Ebenfalls treten Abweichungen auf im Verlauf der Rippen, ihrem Abstand voneinander, ihrer Stärke und Anzahl, aber in so wenig bestimmter Form, daß auch hierin keine Artunterschiede zu erkennen sind.

Als eines der Unterscheidungsmerkmale seiner var. *Peruana* von *crenulata* Lam. gibt Paulcke Riefung der Rippen an Stelle von Knotung an. Bei d'Orbigny (37) Taf. 295 ist auch der Arttypus deutlich gerieft dargestellt (im Gegensatz z. B. zur *Trigonia scabra* Lam. mit geknoteten Rippen). Ebenso ist dort im Text p. 152 ausdrücklich von den Rippen gesagt: „... pourvues de crénelures allongées, au lieu de pointes isolées."

Die vorliegenden Stücke zeigen meistens eine feine Riefung, wo diese gröber wird, gibt sich eine Art Übergang in geknotete Rippen kund.

Die Arealzone ist bei vielen Exemplaren stark beschädigt oder nicht freiliegend. Wo sie ganz erhalten ist, gleicht sie der von Paulcke's Abbildung, das Feldchen ist schwach konkav eingepreßt. Seine Rippen laufen schräg nach hinten wie dort und bei *subcrenulata* d'Orb., während sie bei *crenulata* Lam. nahezu senkrecht zum Schloßrand stehen. Übergänge mögen aber auch hierbei vorkommen. Über die ± scharfe Abgrenzung von Feldchen und Area ließ sich nicht viel beobachten, bei diesem Unterschied spricht wohl der Erhaltungszustand sehr mit.

Zum Vergleich waren mir eine *Tr. crenulata* aus Texas (nicht Römer's Original), sowie eine noch nicht beschriebene Form von Ubaque (Bogotá) in Columbien (aus der Koll. Karsten des Kgl. Museum für Naturkunde zu Berlin) zugänglich; auch diese reihen sich den anderen gut ein.

Fundorte: Cajamarca, N. Cajabamba, Alisopata, Hac. Huainmarca, Alto de Cashapugre (W. Sihuas), Pariahuanca.

Aptien.

Ptychomya Lissoni n. sp.

Taf. XIV Fig. 1.

Die zu einer völlig exakten Diagnosestellung nötige Untersuchung des Schlosses war nicht möglich, so daß die generische Einordnung dieser Art nur auf Grund der ähnlichen Gestalt und gewisser Skulpturmerkmale erfolgen kann; durch letztere unterscheidet sie sich aber auch von den bisher bekannten Ptychomyen.

Die gleichklappige Muschel ist länglich oval, mit wenig ungleichartigen Enden. Eine Besonderheit in der Gestalt zeigt die Area, welche flügelartig nach dem Hinterende zu ansteigt, so daß die größte Höhe der Muschel in die hintere Schalenhälfte fällt. Eine ausgeprägte Arealkante ist nicht vorhanden. Unterhalb der schmalen und seitlich zusammengepreßten Arealzone wölbt sich die Schale rasch zu ihrer größten Dicke auf. Diese findet sich auf einer breitwülstigen Erhebung, welche von den Wirbeln schräg über die Klappe nach dem hinteren Unterrand läuft. Die stärkste Aufwölbung liegt in der Linie der größten Höhe. Wie

nach oben hin zur Area, so geht diese Wölbung auch nach unten in einen flachen Saum über, der den Vorderteil der unteren Schalenhälfte bildet, während am unteren Hinterende gleich der Rand der Schale gewölbt ansteigt. In der Wirbelregion ist die Wölbung bedeutend schwächer als hinten. Die Wirbel treten kaum hervor, eine schmale Lunula reicht bis an den Vorderrand. In der Skulptur weist diese Art große Eigentümlichkeiten auf.

Grobe Anwachsstreifen mit feineren dazwischen geben der Schale, wo die Rippen fehlen, eine runzelige Oberfläche. Diese auffallenden, rippenfreien Partien sind der vorn unterhalb der Wölbung liegende flache Schalenteil, der schon bei der Beschreibung der gestaltlichen Verhältnisse hervorgehoben ist, sowie das Hinterende der Area.

In scharfem Gegensatz dazu steht die stark skulptuierte Schalenwölbung. In deren vorderen, vom Wirbel sanft ansteigenden Hälfte laufen ziemlich feine Rippen in radialer Richtung, die auch auf die flache Arealzone übergreifen. Sie halten die Richtung nicht völlig ein, sondern stoßen z. T. gegeneinander an. Statt nun, wie es bei den anderen Vertretern der Gattung der Fall ist, in dieser Weise auch das Hinterende der Schale zu erreichen und diese so in ihrer ganzen Breite zu schmücken, knicken die Rippen bald, noch vor dem Eintreten in die hintere Schalenhälfte, nach beiden Seiten um, so daß sie den hochgewölbten Schalenteil in Fiederstellung bekleiden. Von dessen Kammlinie nach oben und unten abfallend, stoßen sie also rechtwinkelig auf den Unter- und Hinterrand wie gegen das Hinterende der Area. Die Rippen sind hier grob und dick und haben breite Zwischenräume. Durch die runzeligen Anwachsstreifen unterbrochen erscheinen sie wie in einzelne Knoten aufgelöst.

Charakteristisch für die Gattung ist die Skulptur, die sich unterhalb der Wirbel findet. Hier läßt das besterhaltene Exemplar die $\wedge$-förmig geknickten feinen Rippen erkennen, welche den vorderen Schalenteil aller bekannten Ptychomyen bedecken. Durch die beschriebenen Merkmale weicht *Pt. Lissoni* von diesen wesentlich ab. Die aus der Radialrichtung abbiegenden Rippen finden sich sonst nur in einer schmalen Zone des Oberrandes und rufen durch ihre derbe Ausbildung den Eindruck eines gezackten Schloßrandes hervor. Zum Vergleich sei hingewiesen auf die guten Abbildungen von

Ptychomya Robinaldina d'Orb. in Woods (50), 2. Part IV. p. 179. Taf. XXVII Fig. 24—26.
Ptychomya Zitteli Dames (52), p. 374. Taf. XII Fig. 1—4.
Ptychomya elongata Anthula (2), p. 86. Taf. IV Fig. 2.

Am nächsten kommt die neue Art der *Ptychomya Buchiana* Karsten (26) p. 113, Taf. V Fig. 7, mit der sie auch regional im engsten Zusammenhang steht.

Auch diese hat den rippenfreien Vorderteil der unteren Schalenhälfte, was aus der vom Autor gegebenen Abbildung freilich nicht deutlich zu ersehen ist. Das Originalexemplar konnte ich in der Sammlung des Kgl. Museums für Naturkunde zu Berlin nicht auffinden, doch fanden sich dort in der Kollektion Lindig mehrere Stücke der gleichen Art von Ubaque (O. von Bogotá), Columbien, an denen es festzustellen war. Die Hauptrippen sind aber auch hier von den Wirbeln nach dem unteren Hinterende gestreckt.

Das auf Taf. XIV Fig. 1 abgebildete Exemplar ist das einzige vollständig erhaltene.

Fundort: Hac. Calluan (El Montón).

Von gleicher Stelle und von Cajamarca liegen einige Bruchstücke vor, welche die charakteristischen Gegensätze in der Skulptur des vorderen Schalenteiles gut zeigen.

Von Cajamarca stammt auch ein Bruchstück, welches wohl zu *Pt. Buchiana* Karsten gehören kann.

Cyprina sp.

Ein Bruchstück, anscheinend zu *Cyprina (Venilicardia) angulata* Sow. gehörend; Woods (51) p. 141, Taf. XXII Fig. 1—4 beschreibt sie aus dem Upper Greensand, nach Pictet et Campiche (40) p. 221 ist sie im oberen Aptien und Gault vertreten.

Zwei andere Stücke lassen sich mit *C. (V.) protensa* Woods (51) p. 137, Taf. XXI Fig. 4—7 (Lower Greensand) vergleichen.

Fundort: Cajamarca.

Cardium cf. *Janus* Coq.

Cardium Janus Coquand (16), p. 117. Taf. XIX Fig. 1—2.

Diese Art unterscheidet sich nach des Autors Angaben von *Cardium impressum* Deshay durch den Besitz von konzentrischen Rippen und von die Area völlig bedeckenden Transversalrippen.

Gestaltlich gleichen die vorliegenden Exemplare Coquand's Form. Es sind einzelne Klappen, kleiner als jene, und nur das Schalenäußere ist zugänglich, z. T. sind sie auch verdrückt und abgebrochen. Starke konzentrische Rippen bedecken die vordere Hälfte der Schale bis zur scharfen Arealkante. Die Area ist von dichtstehenden Transversalrippen besetzt, wie bei der spanischen Form sind sie zahlreicher und feiner als bei *C. impressum*. Das wulstartig von der Area sich abhebende Feldchen ist aber wie bei der letztgenannten Art frei von Transversalrippen und nur konzentrisch gestreift. Mit der Beschreibung von *C. Janus* Coq. steht es hierin nicht in Einklang, doch ist auf der Abbildung dieses auf dem wulstigen Feldchen ein Zurücktreten der Transversalrippen bemerkbar.

Fundorte: Cajamarca (3 Exempl.), Cruz de Huayllabamba (1 Exempl.).

In Spanien oberes Aptien.

Cardium sp.

Ein nicht ganz gleichseitig ausgebildeter Steinkern von breit ovaler Gestalt erinnert an *Cardium Constantii* d'Orb. (37) p. 26, Taf. 242, bei Pictet et Campiche (40) p. 264, Taf. CXXI aus dem Gault. Diese Art ist aber noch stärker aufgebläht.

Fundort: Alisopata.

Thetironia (Thetis) sp.

Einige Steinkerne von querovaler Form, nur wenig ungleichseitig, in den Größen von 15—65 mm Länge. Mantellinie und Muskelabdrücke sind nicht erkennbar. Gestaltlich ähneln sie den Aptien- und Albienformen der *Th. minor* Sow. und *Th. laevigata* d'Orb. cf. Woods (51) p. 167, 169, Taf. XXV, XXVI.

Fundorte: Alania, Pastoc de Lachoy, Pariahuanca.

Corbis corrugata Sow.

Corbis cordiformis d'Orbigny (37), p. 21, 111. Taf. 279.
Corbis corrugata Coquand (16), p. 306.
Corbis corrugata Gerhardt (22), p. 186.

Ein etwas schadhafter Steinkern von nahezu gleichseitiger Gestalt ist der Abbildung bei d'Orbigny sehr ähnlich.

Fundort: N. Cajabamba.

Valanginien bis oberes Aptien.

Mytilus sp.

Die Umrisse der kleinen, an den Rändern stark beschädigten Schalenhälfte sind nicht sicher festzustellen. Vom Wirbel zieht ein scharfer Kiel herab, der die Klappe in zwei ungleiche Hälften teilt. Die welligen Anwachsstreifen der unteren bilden zusammen mit dünnen radiären Streifen eine feine Netzstruktur. Auf der oberen Hälfte laufen die Anwachsstreifen gerade gestreckt und die Radialrippen sind stärker. Eine Art, mit der sich diese Form näher vergleichen ließ, ist mir nicht bekannt geworden; doch ist das Stück zu unvollkommen, um es speziell zu benennen.

Fundort: N. Cajabamba.

Modiola cf. *reversa* Sow.

Modiola cf. *reversa* Woods (50), p. 94. Taf. XV Fig. 15—18, Taf. XVI Fig. 1—3 (mit Synonymen).

Die drei Exemplare nähern sich am meisten den von Woods auf Taf. XV Fig. 17, 18 abgebildeten Stücken, doch sind sie verhältnismäßig schmäler. Das Hinterende des Schloßrandes ist flügelartig aufgepreßt. Von den Wirbeln läuft nach dem Hinterende des unteren Randes ein sanft gerundeter Wulst, ohne eigentliche Kielbildung. Gegen diese zu ist der Vorderteil der Schale etwas eingesenkt. Die konzentrischen Rippen sind grob, unregelmäßig verlaufend, z. T. sind sie gespalten oder von feineren, nicht völlig durchlaufenden Streifen begleitet. Die Einsenkung vor dem Wulst wird von einem Bündel feiner Radialrippen eingenommen, die geradlinig vom Wirbel zum Rand laufen.

Die Synonyme und verwandten Formen sind bei Woods abgehandelt. Es scheint auch *Modiola concentrice-costellata* Römer aus der Kreide von Texas (Friedrichsburggruppe) in die Verwandtschaft zu gehören. Radialrippen besitzt sie jedoch nicht.

Fundorte: Hac. Calluan (El Montón), Salacate.

M. reversa wird genannt aus Aptien, Gault, Cenoman.

Pecten (Vola) quinquecostatus Sow. var. *Morrisi* Pict. et Ren.

Janira Morrisi Pictet et Renevier (39), p. 128. Taf. XIX Fig. 2.

Pecten (Neithea) Morrisi Woods (50), p. 201. Taf. XXXIX Fig. 11—13 (mit Synonymen).

Die Skulptur der Schalenfläche besteht aus sechs stark hervorragenden radialen Hauptrippen mit immer drei bis vier schwächeren

in den Zwischenräumen. Sie entspricht also der von *Vola quinquecostata* Sow. Böse (4) p. 99, Taf. 15 Fig. 19—20 hat sich wegen der Unsicherheit des Vorkommens von Rippen auf der Area gegen eine Trennung in zwei Arten auf Grund dieses Merkmals ausgesprochen und auch die von ihm beschriebenen Formen mit glatter Area zu *V. quinquecostata* gestellt. Da sich bei der Mehrzahl der mir vorliegenden über 20 Exemplare (meist schlecht erhalten) eine rippenfreie Area feststellen läßt, möchte ich gleichwohl an dem Namen *Morrisi* festhalten, und die variierende Eigenschaft als Merkmal einer nominellen Varietät benutzen.

Fundorte: N. Cajabamba, Hac. Calluan (El Montón), Cuesta de Celendin, Cuesta de Huanyamba, Pomacocha, Ancahuaina.

P. Morrisi ist eine Form des unteren Aptien (England, Schweiz, Spanien). Nach Choffat (11) geht diese Varietät mit rippenfreier Area in Portugal bis ins Bellasien, von gleichem Alter ist sie in Mexiko.

Pecten (Chlamys) cf. *Daubrei* Coq.

Pecten Daubrei Coquand (16), p. 152. Taf. XIII Fig. 5 u. 6.

Keines der Exemplare ist vollständig erhalten. Ihre Höhe schwankt zwischen 25—70 mm, und somit sind sie alle kleiner als das von Coquand abgebildete Stück. In der Gestalt zeigen sie gegen dieses und unter sich keinen Unterschied. Sie sind breitoval und ziemlich flach mit halbkreisförmigem Unterrand. Der Winkel der Arealkanten beträgt etwas weniger als 90°. Die Hauptrippen — 20 und mehr — sind breit und flach, doch sind die Zwischenräume im allgemeinen noch breiter. Die schwächeren Rippen auf den Zwischenräumen sind unregelmäßig eingeschaltet, meist zu zwei oder drei, und von verschiedener Stärke. Die ganze Berippung macht einen gebündelten Eindruck. An der Ornamentation nehmen auch die Anwachsstreifen Teil, deren Lamellen stark hervortreten. Die dachziegelartige Schuppung tritt aber zurück, nur an den Seiten ist sie ausgeprägt. Auf den Ohren machen sich konzentrisch zur Wirbelspitze laufende Lamellen bemerkbar, die spitzwinkelig auf die Arealkante zustoßen. Durch das Kreuzen mit feinen Radialrippen erhalten sie Zacken aufgesetzt.

Fundorte: Cochamarca, Cuesta de Celendin, Huanyamba, Tambo de Lluy, Ancahuaina.

In Spanien mittleres Aptien.

Pecten (Chlamys) cf. *Morellensis* Coq.

Pecten Morellensis Coquand (16), p. 153. Taf. XII Fig. 12 u. 13.

Coquand's Form aus dem Aptien Spaniens zeigt große Ähnlichkeit mit *Pecten Royanus* d'Orb. (37) p. 613, Taf. 438 Fig. 7 bis 12 aus dem Senon der Charente.

Ein kleines Schalenexemplar, dessen Wirbelregion zwar nicht erhalten ist, gleicht gestaltlich *P. Morellensis* und zeigt denselben Verlauf der Rippen. Im übrigen scheint es in der Skulptur zwischen beiden Arten zu stehen. Die Rippen — 25 — sind im mittleren Teil der Schale einfach und etwas schmäler als die Zwischenräume. Am vorderen Ende sind sie dichter zusammengerückt und zeigen eine feine dachziegelartige Schuppung, die sich nach der Mitte zu verliert. Am hinteren Ende sind sie gespalten, dadurch wird eine Rippenbündelung hervorgerufen, wie sie d'Orbigny von seiner Spezies angibt.

Gekörnelte Streifen, parallel den Rippen (cf. Coquand), sind nicht vorhanden.

Die Anwachsstreifen sind dicht und fein, nur vereinzelt runzelig.

Fundort: Huaninga.

Anomia cf. *pseudoradiata* d'Orb.

Anomia pseudoradiata Woods (50), p. 27. Taf. V Fig. 1—2. p. 30. Taf. V Fig. 11.

3 Exemplare festgewachsen auf *Liopistha gigantea*. Die Gestalt ist hochoval mit kurzem Oberrand, eines hat nahezu kreisrunden Umriß. Der Wirbel der konvexen Klappe ist nach oben hin gerade gestreckt, ohne den Rand zu überragen. Die stellenweis erhaltene Schale zeigt die radialen Rippen sehr fein und dicht stehend. Anwachsstreifen sind nur ganz schwach sichtbar.

Fundort: Südl. Cachachi.

Neocom bis Albien.

Pinna sp.

Ein Bruchstück mit geringen Schalenresten gehört wahrscheinlich zu *Pinna Robinaldina* d'Orb. aus dem Aptien und Albien.

Fundort: Campodén bei Sihuas.

Ostrea Pasiphaë Coq.

Ostrea Pasiphaë Coquand (16), p. 164. Taf. XXV Fig. 11 u. 12.
Ostrea Pasiphaë Coquand (17), p. 173. Taf. 63 Fig. 4—7.
? Ostrea cf. *Pasiphaë* Paulcke (38), p. 262. Taf. XV Fig. 1.

Die aus dem Aptien von Spanien bekannte Form ist hier in einem kleinen Exemplar von rundlicher Gestalt, bei ca. 45 mm Durchmesser und 5 mm Dicke, vertreten. Die stark eingerollten Wirbel treten aus der Fläche der Schalen kaum hervor; diese sind beide gleichmäßig flach und stark verbogen. Die Ähnlichkeit mit Coquand's Abbildung ist überzeugend. Die völlige Identifizierung der von ihm angeführten Vorkommen mit dem Typus ist bei Paulcke nur unterblieben, weil untere Kreide in den betreffenden Gegenden bisher noch nicht bekannt sei.

Paulcke's Bestimmung dieser Art ist von Schlagintweit (43, p. 104) eingezogen, da er aus der gleichen Gegend eine Cenomanform beschreiben kann, die er für ident mit Paulcke's Muschel hält. Da es sich um die gleiche Herkunft handelt und mir beim Vergleich der Paulcke'schen Darstellung mit Coquand und meinem Exemplar Bedenken kommen, kann ich Schlagintweit's Verfügung über die Form nicht widerlegen und die Synonymität von Paulcke's *Ostrea* nur als sehr zweifelhaft hinstellen.

Fundort: oberhalb Baños.

Exogyra Minos Coq.

Taf. XIV Fig. 2 u. 3.

Ostrea Minos Coquand (17), p. 183. Taf. 64 Fig. 1—3, Taf. 73 Fig. 4—8, Taf. 74 Fig. 14—15.
Ostrea Minos Pictet et Campiche (40), p. 278. Taf. 185.
Ostrea Minos Haupt (24), p. 210. Taf. VIII Fig. 4.

Ein wichtiges Artmerkmal, durch welches sich diese Form von der sehr ähnlichen *Exogyra Boussingaulti* d'Orb. unterscheidet, ist der Besitz von Rippen auf der Oberklappe. Auch die Skulptur der Unterklappe ist im allgemeinen stärker entwickelt als bei jener. Die Gestalt der Muschel, die Zahl und Stärke der Rippen wie die Form der Ligamentgrube variieren bei dieser Art.

Ein gut erhaltenes Exemplar (siehe Abbildung) von kurzovaler Gestalt hat eine Höhe von 65 mm und Länge von 60 mm. Die größte Aufwölbung der Unterklappe liegt in halber Höhe und beträgt ca. 40 mm. Diese dachartige Aufwölbung ist nur

in der oberen Hälfte als Kiel ausgeprägt. Die kräftigen Rippen bedecken die Schale nicht völlig, sondern lassen den oberen Teil der Vorderhälfte frei, wo sie auf breiter Anwachsfläche unterdrückt sind. Am Wirbel befindet sich ein Ammonitenabdruck, anscheinend von *Parahoplites Treffryanus*.

Die Rippen der flach eingesenkten Oberklappe sind am Rande stark ausgeprägt, treten aber auch noch in der Wirbelregion hervor. Die Ligamentgrube wird hinter dem feingekerbten, aufgebogenen Rand der Oberklappe als schmaler Schlitz sichtbar.

Fundort: Huaninga.

Einige schlechter erhaltene Stücke, die ich wegen der mehr rundlichen Gestalt und der stärker ausgebildeten Berippung der Unterklappe hierzu zähle, stammen von den Fundorten: Huanyamba, Pariahuanca, Huaninga (zwischen Carhuaz und Buenacashma), Hac. Calluan (El Montón) und oberhalb Baños. Die Oberklappe ist bei diesen so stark abgeblättert, daß sich über deren Beschaffenheit nichts sagen läßt.

Aptien.

Exogyra aquila d'Orb.

Ostrea aquila Coquand (17), p. 158. Taf. 61 Fig. 4—9.
Ostrea Couloni Defr. var. *aquila* Pictet et Campiche (40), p. 287. Taf. 188.
Exogyra aquila Gerhardt (22), p. 175. Taf. IV Fig. 10.
Exogyra aquila Anthula (2), p. 77.

Die Anwachsstreifen laufen in sanfter Rundung über die Schale, ohne auf dem Kiel einen Winkel zu bilden, dadurch ist die unberippte Art gekennzeichnet.

Ein Exemplar gleicht der etwas länglichen Form, die Gerhardt abgebildet hat, wie bei dieser verläuft der Kiel wenig gekrümmt.

Ein zweites, kleineres hat mehr rundliche Gestalt, ähnlich Pict. et Camp. Taf. 188 Fig. 1.

Fundort: Huaninga.

Ein dem ersten Exemplar sehr ähnliches zeigt auf dem Kiel schwache, knotenartige Runzeln.

Fundort: Pariahuanca.

Als besonders flache Form kennzeichnet sich ein Exemplar von 65 mm Höhe, 45 mm Länge bei einer stärksten Aufwölbung

von nur 23 mm. Die Wirbel sind sehr stark eingerollt, der Kiel ist spitzwinkelig und bildet eine scharfe Kante.

Fundort: Hac. Calluan (El Montón).

Mittleres Neocom bis Albien.

Echinoideen.

Pseudodiadema (Diplopodia) texanum F. Römer sp.

Cyphosoma texanum Römer (41), p. 82. Taf. X Fig. 6.
Diplopodia texanum Röm. Clark (13), p. 48. Taf. XV u. XVI.
Pseudodiadema (Diplopodia) texanum Röm. Böse (4), p. 157. Taf. XXXIV Fig. 4—8, Taf. XXXVI Fig. 1—2.

Die Exemplare, welche ich zu dieser Art stelle, stimmen in der rundlichen, flachgewölbten Gestalt gut überein mit dem von Römer als *Cyphosoma* aufgestellten Arttypus. Mundöffnung und Scheitelregion sind nirgends gut erhalten. Die krenulierten Tuberkeln der Ambulakral- und Interambulakralfelder sind gleich groß. Auf letzteren werden die Hauptreihen jederseits von einer Reihe etwas kleinerer begleitet. Die Tuberkeln sind überall deutlich als durchbohrt zu erkennen, darin liegt ein Hauptunterschied gegen Römer's Angabe. Von Clark ist schon festgestellt, daß diese Art durchbohrte Warzen besitzt, was zwar nicht immer genau zu erkennen ist. Ebenfalls habe ich mich davon überzeugen können, daß ein Originalexemplar von Römer (Bonner Sammlung) einige Warzen durchbohrt zeigt, während sie in der Mehrzahl freilich undurchbohrt erscheinen. Durchbohrte und undurchbohrte Formen dieses Typus lassen sich demnach, wenn sie sonst übereinstimmen, nicht trennen. Wegen der durchbohrten und in zwei Reihen stehenden Warzen ist die Art in die Gattung *Pseudodiadema* einzuordnen, ihre Einstellung bei der Untergattung *Diplopodia* erfolgt auf Grund der Ausbildung der Ambulakralporen. Die gejochten Porenpaare stehen in der mittleren Randzone in einfacher Reihe untereinander, während sie nach oben und unten hin seitlich aus der Reihe treten und unregelmäßig abwechselnd untereinander stehen. Der Porenstreifen nimmt dadurch bedeutend an Breite zu. Nach Clark's Angabe findet dieses in erheblichem Maß nur zwischen Peripherie und Scheitel statt.

Die vorliegenden 10 Exemplare lassen nicht alle die charakteristischen Merkmale scharf erkennen, zumal sie vielfach schlecht erhalten sind.

Fundorte: Cuesta de Celendin, N. Cajabamba, Cuesta de Huanyamba.

Albien—Vracon (Fredericksburgschichten Texas).

Pseudodiadema (Diplopodia) peruanum n. sp.

Die nähere Fundortsangabe des kleinen, gut erhaltenen Exemplares fehlt leider. Formell zeigt es nichts Neues. Die Aufstellung einer neuen Art mußte aus systematischen Gründen erfolgen, wie die folgende Auseinandersetzung lehren soll. Gestaltlich ist es dem von Römer (41) p. 82, Taf. X Fig. 5 beschriebenen *Diadema texanum* sehr ähnlich. Das herausgebrochene Scheitelschild hat wie dort fünfeckige Form. Es zeigt sich auch die gleiche Ausbildung der Warzen, sie sind durchbohrt und auf den Interambulakralfeldern in einfachen Reihen vorhanden, ohne von Nebenreihen begleitet zu sein, wie es dagegen bei *Cyphosoma texanum* Röm. *(Diplopodia)* der Fall ist. Im Gegensatz zu letzterem Typus stehen bei *Diadema texanum* Röm. *(= Pseudodiadema)* die Porenpaare dauernd in einer Reihe von gleichbleibender Breite untereinander. Auf Grund dessen ist die Art schon von Clark (13) p. 47, Taf. XIII und XIV als *Pseudodiadema* eingeführt, zur Untergattung *Diplopodia* war sie nicht zu rechnen, weil ja das Auseinandertreten der Porenpaare fehlt. Bei dem hier zu beschreibenden Stück ist die letztere Erscheinung aber vorhanden. Es nimmt also eine Mittelstellung zwischen den beiden von Römer aufgestellten Arten ein, durch die einfachen Warzenreihen der Interambulakralfelder zu *Diadema texanum*, durch das Auseinandertreten der Porenpaare zu *Cyphosoma texanum* neigend.

Die herrschende Systematik verlangt also, diese Form als *Pseudodiadema* subg. *Diplopodia* zu bezeichnen, artlich sie aber neu zu benennen, weil sie ein Merkmal zeigt (nämlich die einfachen Warzenreihen der Interambulakralfelder), welches das Artcharakteristikum einer generisch getrennten Form, *Pseudodiadema* (non *Diplopodia) texanum*, ist!

Die nahen Beziehungen zu *D. texanum* aus den Fredericksburgschichten lassen auch für diese Form auf gleiches Alter schließen.

Albien—Vracon.

Holectypus planatus Römer var. *numismalis* Gabb.

Taf. XV Fig. 1—3.

Discoidea numismalis Gabb (20), p. 300. Taf. 43 Fig. 3.
Holectypus numismalis Paulcke (38), p. 261.
Holectypus cf. *serialis* Desh., id. p. 260. Taf. XVI Fig. 3.
Holectypus Paulckei Bravo (6), p. 9. Taf. I Fig. 1—8.
? Holectypus sp. n. sp. Salfeld (42), p. 219. Taf. IV Fig. 1.

Der Typus, dem nach meiner Ansicht diese Benennung zukommt, ist in einer größeren Anzahl von Exemplaren (über 60) vertreten, die gestaltlich von dem texanischen *Holectypus planatus* Römer (36) p. 84, Taf. X Fig. 2 wohl zu unterscheiden sind. Sie haben den flachkonischen Bau mit etwas zugeschärftem Rand und in schwacher Spitze auslaufendem Apex, wie er durch Paulcke's und Bravo's Formen bekannt ist, im Gegensatz zu der mehr rund gewölbten Gestalt des *H. planatus* Römer. Eine geringfügig stärkere Einsenkung der flachen Unterseite ist nur vereinzelt bemerkbar. Übereinstimmend ist die Porung der Ambulakra, die Ausbildung des Scheitelschildes und von Mund- und Afteröffnung. Der Umriß ist rund (vorwiegend bei den kleinen Stücken) bis schwach fünfeckig. Die Verteilung der Tuberkeln auf der Unterseite und am Rand ist die gleiche wie bei Römer's Typus und wie sie Clark (13) p. 58 beschreibt. Letzterer weist auch darauf hin, daß größere Unterschiede in der Anordnung der Tuberkeln vorkommen, die ihm aber mehr individuelle als artliche zu sein scheinen. Nach Durchsicht des hier zu Gebote stehenden größeren Materiales konnte ich mich dieser Auffassung nur anschließen. Die etwas abweichende Ausbildung der Tuberkelverteilung auf der Oberseite, von der Bravo für seine Art eine eingehende Schilderung gibt, möchte ich daher zusammen mit der den peruanischen Stücken eigentümlichen, flach abgedachten Gestalt als den Charakter einer Varietät betrachten. Auf den besser erhaltenen bilden die zwei Reihen interambulakraler Tuberkel die charakteristische Ornamentation der Oberseite. Die Identität von Paulcke's *H.* cf. *serialis* Desh. mit den von mir untersuchten und Bravo's Spezies scheint sicher zu sein. Bezüglich der Merkmale, welche letztere wesentlich von *H. planatus* Römer trennen sollen, sei bemerkt, daß auch eines der Römer'schen Originalexemplare (Bonner Sammlung) eine knopfförmige Madreporenplatte aufweist, die Bravo von seiner Art beschreibt. Die

Zugehörigkeit von Gabb's *Discoidea numismalis* zu den anderen hier behandelten peruanischen Formen scheint ebenfalls kaum zu bezweifeln. Abgesehen von der auffallenden Spitze, in welche die Oberseite ausläuft, stimmt die flachkonische Gestalt gut überein. Die Vermutung, daß es sich um ein verdrücktes Exemplar (siehe Paulcke) oder auch um eine etwas übertriebene Zeichnung handelt, liegt nahe. Geringe Abweichungen in der Tuberkelbekleidung können auch hier kein Grund zur Trennung sein. Als von der zuerst aus Perú beschriebenen Form muß von dieser der Name für die Varietät entlehnt werden.

Nach Abschluß meiner Untersuchungen ist die Beschreibung und Abbildung eines *Holectypus* sp. n. sp. aus Perú (Fundort Guai-Guai) von Salfeld (42) zur Veröffentlichung gekommen. Das besondere Kennzeichen des dem *H. planatus* Römer nahekommenden einzigen Exemplares sind nach dem Autor die in breiter Fläche an die Madreporenplatte herantretenden Radialia. Diese Erscheinung wird in unserer Kollektion nur an den stärker verwitterten Stücken hervorgerufen, während die Radialia sonst spitz zusammenlaufend am Scheitelschild endigen; dasselbe ist auch bei den von Bravo beschriebenen der Fall. Gestaltlich nähert sich jenes nach der Abbildung mehr der abgeflachten peruanischen als der gewölbten texanischen Form. Die Tuberkeln der Oberseite sind anscheinend regellos verteilt. Da es nicht anzunehmen ist, daß es sich um eine abzutrennende Art handelt, führe ich auch dieses Stück unter den Synonymen an.

Der Erhaltungszustand der meisten Stücke ist recht mangelhaft. Sie finden sich in Größen von 15—50 mm Durchmesser vor. Die Abbildungen sind zusammengestellt aus 2 Exemplaren von Cashapugre.

Fundorte: Cochamarca, N. Cajabamba, Hac. Calluan (El Montón), W. Celendin, Cuesta di Huanyamba, Cuesta di Romeral, Alania, Salacate, zwischen Pomacocha und Tambo de Lluy, Pastos de Lachoy, Aguamiro, Cashapugre (W. Sihuas).

Holectypus planatus Römer in Texas in den Fredericksburg- und Washitaschichten.

Echinobrissus subquadratus (Ag.) d'Orb.

Taf. XV Fig. 14—15.

Echinobrissus subquadratus Loriol (30), p. 262. Taf. XXI Fig. 4—6 (mit Synonymen).

Ein gut erhaltenes Exemplar von Ancahuaina hat eine Länge von 18 mm und größte Breite am Hinterende von 16 mm. Den höchsten Punkt mit 8 mm über dem Unterrand nimmt das Scheitelschild ein, und zwar liegt es etwas mehr als $\frac{1}{3}$ der Längsachse vom Vorderrand entfernt. Das vom Scheitelschild aus erst mäßig, dann steiler abfallende Hinterende ist am Unterrand fast geradlinig abgestutzt. Durch die bedeutendere Höhe zeigt das Stück eine geringe gestaltliche Abweichung von dem bei Loriol beschriebenen Typus, mit dem es sonst gut übereinstimmt. Die lange, tiefe Analfurche ist charakteristisch ausgebildet. Die äußeren Porenreihen der Ambulakra sind nur sehr wenig verlängert, die vier Genitalporen sind recht groß. Die Tuberkeln sind niedrig, rings herum tief eingekerbt und dicht gestellt. An diesem Exemplar ist die Unterseite weniger gut erhalten und die Mundöffnung nicht sichtbar. Ein ähnliches kleineres Stück stammt von Cuesta de Romeral, ein doppelt so großes, aber schlechter erhaltenes von Tambo de Lluy. Dieses ist verhältnismäßig niedriger und kommt dem Typus somit noch näher. Die beiderseitigen Außenreihen der Ambulakra zeigen z. T. die Poren stärker verlängert als beim ersten Exemplar.

Aptien.

Enallaster texanus Römer.

Taf. XV Fig. 4—11.

Toxaster texanus Römer (41), p. 85. Taf. X Fig. 3.
Enallaster peruanus Gabb (20), p. 301. Taf. 43 Fig. 4.
Enallaster texanus Cragin (18), p. 151.
Enallaster texanus Clark (13), p. 78. Taf. 39 Fig. 2.
Enallaster texanus Loriol (32), p. 52. Taf. IV Fig. 5 u. 6.
Enallaster cf. *peruanus* Bravo (6), p. 16.
? Enallaster aff. *lepidus* Lor. Neumann (35), p. 94.
Enallaster texanus Böse (4), p. 166. Taf. 40, 41, 42.
Toxaster texanus Salfeld (42), p. 218. Taf. IV Fig. 2.

In einer Anzahl von 90 Exemplaren, von denen viele freilich schlecht erhalten sind, ist diese Spezies der Stückzahl nach am reichsten in der Kollektion vertreten. Das große Material gab günstige Gelegenheit, die starke Variabilität der Art zu erkennen, und aus der Untersuchung ging hervor, daß die peruanischen Formen von dem Typus *texanus* nicht zu trennen sind. Da der Arttypus genügend bekannt ist, beschränke ich mich darauf, die vorliegenden neuen Funde kurz zu charakterisieren.

Es sind vorwiegend flache Formen, die Umrisse variieren, so daß die Gestalt als herzförmig, länglich-oval und z. T. auch mehr breit-oval zu bezeichnen ist. Von ausgesprochen rundlicher Form sind die kleineren Exemplare, sie sind ebenso breit wie lang, teilweise auch breiter. Die beigegebenen Abbildungen erläutern dies.

In der Porung des unpaaren Ambulakrum tritt die auch schon von anderen Autoren (Cragin, Loriol, Böse) beobachtete Unregelmäßigkeit auf. Die Mehrzahl der Exemplare läßt erkennen, daß zwei (oder auch drei) Langporenpaare aufeinander folgen, an Stelle des regelmäßigen Wechsels mit einem Paar der kleinen, runden Poren. Diese letzteren sind auch verschieden gestaltet. Statt rund kommen sie ebenfalls etwas in die Länge gezogen vor, aber ohne so regelmäßig schlitzförmig zu werden wie bei *Enallaster mexicanus* Cotteau (53) p. 296, Taf. II. Die Richtung der Langporen ist unbeständig, auch an dem gleichen Exemplar.

Bezüglich der bei den synonymen Typen verschieden dargestellten Form der Mundöffnung sei bemerkt, daß ich bei keinem der von mir verglichenen fünf Originalexemplaren Römer's (Bonner Sammlung) eine so schmale Mundform feststellen konnte, wie sie dessen Abbildung zeigt. Die peruanischen Stücke haben eine runde oder nur gering in die Breite gezogene Mundöffnung wie *En. texanus* bei Loriol und *En. peruanus* Gabb. Letztere Art wurde schon von Clark zu den Synonymen von *En. texanus* Röm. gestellt. Die von Bravo letzthin angeführten Gründe für eine artliche Trennung beziehen sich nur auf variierende Merkmale: geringe Abweichungen in der Gestalt und kleine Unterschiede in Form und Stellung der Ambulakralporen; wesentliche strukturelle Unterschiede liegen ihnen nicht zugrunde. Eine gewisse Ungleichheit unter den vier Genitalporen des Scheitelschildes macht sich bei den von mir untersuchten Exemplaren auch bemerkbar.

Als zweifelhaft wurden unter den Synonymen die von Neumann als *En.* aff. *lepidus* Lor. beschriebenen Formen angeführt, die Ähnlichkeit mit *En. peruanus* aufweisen sollen und nach Schlagintweit (43) p. 52 wahrscheinlich den Aptschichten von Huallanca entstammen. Von Böse werden sie seiner neu aufgestellten, dem *En. texanus* nahestehenden Spezies *En. Bravoensis* angenähert. In die nächste Verwandtschaft des peruanischen *En. texanus* scheinen Neumann's Exemplare zweifellos zu gehören. (Das sich auf mich

beziehende Zitat bei Schlagintweit beruht auf einer mündlichen Mitteilung.)

Fundorte: Cajamarca, Cochamarca, N. Cajabamba, Hac. Calluan (El Montón), Cuesta de Celendin, W. Celendin, Cuesta de Huanyabamba, Cuesta de Romeral, Tambo de Lluy, zwischen Pomacocha und Lluy, Aufstieg nach Curgos, Cashapugre (W. Sihuas), Aguamiro, Huaninga, Pariahuanca.

Albien — Vraconn (Fredericksburgschichten in Texas).

Enallaster aff. *texanus* Römer.

Taf. XV Fig. 12—13.

Eine Sonderstellung nimmt ein gut erhaltenes Exemplar ein, welches ich dem variierenden Typus angliedere als nahe verwandte Form. Die Gestalt ist herzförmig und etwas aufgeblähter als die übrige Menge. Vom Scheitelschild läuft zum Hinterrand eine deutlich hervortretende, hier firstartige Mittellinie, die sich in der Furche des unpaaren Ambulakrum als Rille zeigt. Auch die paarigen Ambulakra liegen in schwachen aber gut wahrnehmbaren Einsenkungen. Hierin liegen die Abweichungen vom Typus. Die Ausbildung der Poren gleicht der bei den anderen Exemplaren, nur die Regellosigkeit in dem Wechsel der verschiedenen Porenpaare macht sich hier noch stärker bemerkbar.

Fundort: Huaninga.

Außer den im vorangehenden beschriebenen Stücken enthielt das mir zur Untersuchung übergebene Material eine Anzahl von schlechter erhaltenen, meist Zweischalersteinkernen, die von der speziellen Beschreibung ausgeschlossen werden mußten. Um das Bild der Fauna möglichst zu vervollständigen, sind die Gattungen in der folgenden Liste angeführt. Soweit es möglich war, sind sie auch mit Arten verglichen, doch bleiben diese Bestimmungen zweifelhaft.

	Fundort:
Nucula sp.	Salacate.
Nucula cf. *planata* Desh. (Aptien)	Gleich oberhalb Sihuas.
Isocardia sp.	W. Celendin.
Isocardia cf. *neocomiensis* (Aptien)	Cuesta de Celendin und Hac. Calluan (El Montón).

	Fundort:
Cardium sp.	W. Sihuas, Pariahuanca, Cuesta de Huanyamba.
Cypricardia sp.	N. Cajabamba.
Cyprina sp.	N. Cajabamba.
Venus sp.	Pariahuanca, Hac. Calluan (El Montón).
Venus cf. *Dupiniana* d'Orb. (Aptien)	S. Cajabamba, Cashapugre (W. Sihuas).
Aporrhais sp.	Pariahuanca.
Turritella sp., einzelne Bruchstücke	Fundort zweifelhaft.

Die Verteilung der in Teil I und II neu beschriebenen Fauna nach den Fundorten[1].

(Bemerkung zu einigen Fundortsangaben in Teil I: Alto de Cashapugre, Cashapugre und Sihuas fallen zusammen. Bei „El Montón (Condebamba)" fehlt die nähere Bezeichnung „Hac. Calluan".)

Departamento de Cajamarca.

La Tahona (N. Hualgayoc).

Placenticeras sp.

Pilancones (3 km W. Hualgayoc).

Placenticeras sp.
— guadaloupaeforme
Desmoceras Schlagintweiti.

Cajamarca.

Tylostoma sp.
Panopaea sp.
Cardium cf. *Janus*
Ptychomya Lissoni
— Buchiana
Enallaster texanus
Liopistha gigantea
Cyprina sp.
Cucullaea cf. *brevis*
Trigonia Hondaana
— subcrenulata.

S. Cachachi (Condebamba).

Placenticeras guadaloupaeforme
Liopistha gigantea
Anomia cf. *pseudoradiata.*

[1] Die in Teil I mitbeschriebenen, weil irrtümlich zu dieser Fauna gestellten *Acanthoceras Lyelli* von Malcas und *Ancyloceras Blaneheti* von Pariahuanca stammen nach Schlagintweit aus den Vraconschichten und werden daher hier wie in der folgenden Zusammenfassung nicht mitangeführt.

Pampa de la Culebra (bei Cajamarca).

Trigonia Hondaana.

Weg von Cachachi nach Cajamarca (Gegend der Hac. Huainmarca).

Knemiceras attenuatum-crassicostatum.

Hac. Huainmarca (bei Cachachi).

Hoplites cf. *somalicus*
Trigonia Hondaana
— *subcrenulata.*

Cochamarca (7 km NW. San Marcos).

Knemiceras attenuatum-semicostatum
— *attenuatum-gracilecostatum*
— *attenuatum-crassicostatum*
— *attenuatum-Raimondi*
Acanthoceras Lyelli
Pholadomya nodulifera
— cf. *hispanica*
Pecten cf. *Daubréi*
Enallaster texanus
Prionotropis Radenaci
Liopistha gigantea
— *fallax*
Holectypus planatus var. *numismalis.*

Las Monjas (bei San Marcos, 37 km SO. Cajamarca).

Acanthoceras Lyelli.

N. Cajabamba.

Placenticeras pernodosum
Liopistha fallax
Cucullaea sp.
Corbis corrugata
Trigonia subcrenulata
Cypricardia sp.
Mytilus sp.
Pecten quinquecostatus var. *Morrisi*
Holectypus planatus var. *numismalis*
Enallaster texanus
Pseudodiadema texanum.

S. Cajabamba.

Knemiceras attenuatum-Gabbi
Venus cf. *Dupiniana.*

Alisopata (O. oberhalb Cajabamba).

Trigonia Hondaana
— *subcrenulata*
Cardium sp.

Hacienda Calluan (El Montón, Valle de Condebamba).

Placenticeras guadaloupaeforme
Knemiceras attenuatum-typicum
— *attenuatum-typicum* var. *spinosa*
— *attenuatum-crassicostatum*
— *attenuatum-crassinodosum*
— *attenuatum-Raimondi*
Phylloceras Velledae
Turbo sp.
Tylostoma sp.
Liopistha gigantea
— *fallax*
Cucullaea sp.

Venus sp.
Modiola cf. *reversa*
Exogyra Minos
— *aquila*
Ptychomya Lissoni
Trigonia Hondaana
Isocardia cf. *neocomiensis*
Pecten quinquecostatus var. *Morrisi*
Holectypus planatus var. *numismalis*
Enallaster texanus.

Cuesta de Celendin.

Tylostoma sp.
Isocardia cf. *neocomiensis*
Pecten quinquecostatus var. *Morrisi*
Pecten cf. *Daubréi*
Enallaster texanus
Pseudodiadema texanum.

W. Celendin.

Liopistha gigantea
Holectypus planatus var. *numismalis*
Isocardia sp.
Enallaster texanus.

Cuesta de Huanyamba (W. Celendin).

Liopistha fallax
Pecten quinquecostatus var. *Morrisi*
— cf. *Daubrei*
Pholadomya nodulifera
Cardium sp.
Exogyra Minos
Holectypus planatus var. *numismalis*
Enallaster texanus
Pseudodiadema texanum.

Cuesta de Romeral (O. Celendin).

Prionotropis Radenaci
Holectypus planatus var. *numismalis*
Enallaster texanus
Echinobrissus subquadratus.

Alania (bei Sorochuco).

Thetironia sp.
Holectypus planatus var. *numismalis.*

Salacate (Rio Zendabal).

Nucula sp.
Modiola cf. *reversa*
Holectypus planatus var. *numismalis.*

Dep. de Amazonas.

Tambo de Lluy (O. des Marañon).

Pecten cf. *Daubrei*
Echinobrissus subquadratus
Enallaster texanus.

Pomacocha.

Pecten quinquecostatus var. *Morrisi.*

Zwischen Pomacocha und Tambo de Lluy.

Holectypus planatus var. *numismalis*
Enallaster texanus.

Dep. de la Libertad.

Curgos (bei Huamachuco).

Knemiceras attenuatum-Raimondi
Pholadomya nodulifera
Cucullaea sp.
Enallaster texanus.

Dep. de Ancash.

Alto de Cashapugre (W. Sihuas) = „zwischen Sihuas und Casha- bei Schlagintweit.

Knemiceras attenuatum-seminodosum
— *attenuatum-crassinodosum*
— *attenuatum-Raimondi*
Desmoceras cf. *Beudanti*
Puzosia cf. *Emerici*
Douvilleiceras mamillatum
Parahoplites cf. *Steinmanni*
— cf. *aschiltaensis*
— n. f. ex aff. *Schrammeni*
Tylostoma sp.
Pholadomya nodulifera
Nucula cf. *planata*
Cardium sp.
Trigonia Hondaana
— *subcrenulata*
Liopistha fallax
— sp.
Venus cf. *Dupiniana*
Pinna sp.
Holectypus planatus var. *numismalis*
Enallaster texanus.

Cruz de Huayallabamba (NO. Sihuas).

Cardium cf. *Janus.*

Pastos de Lachoy (bei Huallanca).

Thetironia sp.
Holectypus planatus var. *numismalis.*

Aguamiro.

Holectypus planatus var. *numismalis*
Enallaster texanus.

Huaninga (7 km W. Carhuáz).

Parahoplites cf. *Uhligi*
Cucullaea sp.
Exogyra aquila
Exogyra Minos
Pecten cf. *Morellensis*
Enallaster texanus.

Oberhalb Baños (N. Huaraz).

Ostrea Pasiphae
Exogyra Minos.

Pariahuanca (20 km N. Huaráz).

Douvilleiceras mamillatum
Aporrhais sp.
Cucullaea sp.
Cardium sp.
Venus sp.
Enallaster texanus
Trigonia subcrenulata
Thetironia sp.
Exogyra aquila
— *Minos.*

Dep. de Junin.

Ancahuaina (bei Morococha).

Anatimya prisca
Pholadomya cf. *nodulifera*
Echinobrissus subquadratus
Pecten quinquecostatus var. *Morrisi*
— cf. *Daubréi.*

Weg von Callapampa nach Huay-Huay (Yauli).

Trigonia Hondaana.

Fundorte unbestimmt:

Parahoplites Sjögreni
Pseudodiadema peruanum
Prionotropis Radenaci
Turritella sp.

Zusammenfassung.

In der inzwischen erschienenen Arbeit von Schlagintweit über „Die Fauna des Vracon und Cenoman in Perú" ist das über die zum größten Teil gemeinsamen Fundorte Wichtige mitgeteilt. Als wesentlich für unsere Horizonte sei daraus kurz wiederholt, daß die hier beschriebenen Fossilien einem Schichtenkomplex entstammen, der von den darüberliegenden jüngeren Bildungen petrographisch scharf zu unterscheiden war. Den Lagerungsverhältnissen entsprechend haben sie sich nach der Fossilführung als vom Alter des Aptien und Albien erwiesen.

Da eine feinere stratigraphische Gliederung (cf. Schlagintweit, Einleitung) nach dementsprechender Aufsammlung nicht möglich war, so läßt sich auch aus der Fossilbestimmung nicht eine Trennung der beteiligten Horizonte vornehmen und ihr Auftreten an den einzelnen Fundstellen nicht gesondert nachweisen. Die im Teil I gemachte kurze Aufstellung darüber darf daher nur als ein provisorischer Versuch gelten, nach den Leitammoniten das Vorhandensein des betreffenden Horizontes jeweils festzustellen, ohne daß damit die Beteiligung des anderen an dem Schichtkomplex ausgeschlossen ist, wie sich jetzt aus der Untersuchung der ganzen Fauna erweist. Petrographisch kennzeichnen sich diese Schichten als helle bis dunkelgraue Kalke und Mergelkalke, untergeordnet kalkige Sandsteine. Besonders charakteristisch und von den festen Kalken abstechend sind die eisenschüssigen, blätterigen Mergel der „*Trigonia*-Schichten", wie sie im Gelände unterschieden und auf den Fossiletiketten bezeichnet wurden. Nach den auf sie beschränkten Trigonien liegt in ihnen wohl ein echter Aptienhorizont vor. Die für diese ganze Fauna so be-

merkenswerten Placenticeraten und Knemiceraten kommen aber ebensowohl in ihnen wie in den festen Kalken mit echten Albienfossilien zusammen vor. Nach allem muß es fraglich scheinen, ob faunistisch hier eine Trennung der Horizonte überhaupt möglich wäre. Wir müssen die Fauna also als Ganzes betrachten. Gliedern wir sie nach dem Auftreten ihrer Elemente in deren sonstigen Verbreitungsgebieten, so finden wir sie zusammengesetzt aus den typischen Leitfossilien des Aptien und des Albien mit prozentualisch starker Beteiligung einmal von solchen Formen, die auch in anderen Kreidegebieten ebenfalls in tieferen und höheren Stufen vorkommen, anderseits von Vertretern, die außerhalb dieses Faunenbereiches nur jüngere Lagen charakterisieren.

Die folgende Aufstellung gibt eine spezielle Gliederung der Faunenelemente nach diesen Grundsätzen.

Es sind hier nur diejenigen Formen aufgenommen, deren Bestimmung annähernde Sicherheit für zeitliche Parallelisierungen bietet. Zu berücksichtigen ist dabei, daß es sich in vielen Fällen nicht um völlige Identifizierung, sondern nur um Vergleiche handelt. Die neuen Arten sind fortgelassen.

Über das Albien hinausgehend:

Phylloceras Velledae	Aptien bis Senon.
Acanthoceras Lyelli[1]	Albien, Vracon.
Liopistha gigantea	Albien bis Cenoman.
Pholadomya cf. *nodulifera*	Mittlere und obere Kreide.
Pecten quinquecostatus var. *Morrisi* .	Aptien bis Bellasien.
Modiola cf. *reversa*	Aptien bis Cenoman.
Natica cf. *pedernalis*	Albien, Vracon.
Enallaster texanus	„ „
Pseudodiadema texanum	„ „
Holectypus planatus var. *numismalis*	Der Arttypus im Albien, Vracon (Cenoman).

[1] Dieser nimmt insofern eine besondere Stellung ein, als er in Europa nicht höhergehend, nur in Perú auch im Vracon vorkommt (cf. Zusammenstellung bei Schlagintweit), und zwar bei Pariahuanca in beiden übereinanderfolgenden Komplexen. Es ist bisher die einzige bekannte Form, die in Perú aus dem Aptien—Albien ins Vracon übergeht. — Herr Dr. Schlagintweit bittet mich, an dieser Stelle zu berichtigen, daß in seiner Tabelle, p. 67, *Douvilléiceras mamillatum* von Pariahuanca versehentlich aus Vracon angeführt wird. Dieser findet sich dort nur im Aptien—Albien, wie es im Text, p. 53, richtig angegeben ist.

Formen des Albien:

Desmoceras cf. *Beudanti*
Douvilléiceras mamillatum[1]
Parahoplites n. f. ex aff. *Schrammeni**
Parahoplites cf. *Steinmanni*
Prionotropis Radenaci.

Formen des Aptien:

Puzosia cf. *Emerici*
Parahoplites cf. *Uhligi**
Pholadomya cf. *hispanica*
Cucullaea cf. *brevis*
Trigonia subcrenulata — hierbei zu beachten die starke Annäherung einzelner variierender Typen an *Tr. crenulata* aus Turon.
Trigonia Hondaana
Ostrea Pasiphaë
Parahoplites cf. *aschiltaensis**
Liopistha fallax
Cardium cf. *Janus*
Pecten Morellensis
Pecten cf. Daubréi.

Als Formen, welche beide Horizonte gleicherweise repräsentieren, sind die ohne artliche Bestimmung beschriebenen

Cucullaea sp.
Thetironia sp.
Cyprina sp.
Pinna sp.

anzuführen.

Auch sei hier noch einmal erwähnt (cf. Teil I), daß Jacob (25) von den oben angeführten Ammoniten die mit * bezeichneten in einen zwischen Aptien und Albien vermittelnden Horizont als Glieder einer sogen. „Clansayesfauna“[2] versetzt.

Aus dem Aptien hinabgehend in tiefere Schichten der Unterkreide.

Parahoplites cf. *Treffryanus*[3]
Exogyra Minos
— *aquila*
Anomia cf. *pseudoradiata* — auch Albien.
Echinobrissus subquadratus
Corbis corrugata.

Der Gesamtcharakter dieser Fauna ist jedenfalls der einer Mischfauna, die aber genügend Elemente enthält, um sie als Fauna

[1] In Teil I p. 377 ist *Douv. mam.* versehentlich als Leitform des unteren Aptien, anstatt Albien bezeichnet, wie in der Tabelle p. 314 richtig angegeben.

[2] Dieser findet sich nach Burckhardt (8, 9) auch in Mexiko vertreten durch *P.* cf. *Uhligi* und *aschiltaensis*. Da mir bei der Abfassung des Teil I die ältere Arbeit von Burckhardt nicht zur Verfügung gestanden hatte, fehlen dort leider diesbezügliche Zitate.

[3] Auch Burckhardt (8) hält Karsten's und Anthula's Formen für verschieden (cf. vorige Fußnote).

des Aptien und Albien zu kennzeichnen. Die wenigen mit tieferem Neocom gemeinsamen Arten lassen wohl kaum auch dessen Beteiligung an dem Schichtenkomplex annehmen.

Dem nur in 2 Exemplaren vertretenen *Hoplites* cf. *Somalicus*, Barrémien, ist daher auch keine Bedeutung zuzulegen.

Einen besonderen Einschlag (cf. Teil I, Einleitung) erhält unsere Fauna durch das Auftreten der Ammonitengattung *Placenticeras* in zwei neuen Arten, welche dem untersenonen *Pl. guadaloupae* nahestehen. Ein gleichartiger Fremdling ist *Anatimya prisca* Jaw. n. sp. als vorzeitiger Vertreter einer obersenonen Zweischalergattung Nordamerikas. Die Großart *Knemiceras attenuatum* mit ihren verschiedenen Unterarten in zahlreichen Exemplaren hat zwar von ihrem Rang als zeitliches Unikum etwas einbüßen müssen, nachdem sich die Beteiligung auch sonstiger, gleichfalls vraconer Formen herausgestellt hat. Vergesellschaftet mit echten Aptien- und Albienformen kommt die sonst nur aus Vracon bekannte Gattung aber hier zum erstenmal vor, so daß auch sie immer noch genügend beiträgt, um der Fauna, deren Züge durch die Mischformen leicht etwas verwischt erscheinen können, gerade ein kräftiges Lokalkolorit zu verleihen. Es gilt dieses, wenn wir die Fauna der Aptien—Albien-Schichten, deren stratigraphische Begrenzung nach oben ja als gesichert gelten kann (cf. Schlagintweit), für sich betrachten. Anderseits spricht sich durch das Vorkommen dieser vraconen Formen in dem unteren Komplex ein faunistischer Übergang zu der zur oberen Kreide hinüberleitenden Schichtenserie aus. Eigentümliche Verhältnisse liegen ja hier unbedingt dadurch vor, daß diese sonst jüngeres Alter repräsentierenden Formen sich „höchstens" nur in den tieferen Schichten des Albien finden, in den oberen aber — nennen wir es nun „oberes Gault" oder „Vracon" — gänzlich fehlen. Ständen nicht die an den Schichtprofilen beobachteten Abgrenzungen fest, so müßten wir aus dem Fossilmaterial zu ganz anderen faunistischen Zusammenstellungen kommen. So aber können die hier gewonnenen Resultate vielleicht eher veranlassen, ganz allgemein bei zeitlicher Parallelisierung (auch von örtlich nicht allzu weit entfernten Ablagerungen, wie z. B. in diesem Fall Texas—Mexiko und Perú) vorsichtig zu verfahren oder zu versuchen, bei der Altersbestimmung einer Fauna die wesentlichen Bestandteile von den akzessorischen zu unterscheiden.

Soweit sich ihre Herkunft aus Schichten dieses Alters mit Sicherheit annehmen läßt, ist in der folgenden Liste eine Übersicht über die jetzt bekannte Fauna des Aptien und Albien in Perú gegeben (nur der Norden und Mittelperú sind bisher in dieser Hinsicht erforscht)[1]. Außer in den beiden Teilen meiner Bearbeitung der Fauna sind Fossilien dieses Alters aus Perú in den Arbeiten (als den wichtigsten) von Gabb (20), Steinmann (45, 46), Gerhardt (21), Paulcke (38), R. Douvillé (19), Bravo (6), Neumann (35), Lissón (27) und Salfeld (42) behandelt. Bei den Formen, welche von diesen Autoren z. T. unter anderer Benennung beschrieben oder angeführt sind, ist eine entsprechende Bemerkung gemacht. Alle anderen sind neu nachgewiesen. Beachtenswert ist das gänzliche Fehlen von Brachiopoden, die dagegen in den tieferen Schichten der Unterkreide (vergl. Gabb, Bravo, Neumann) vereinzelt auftreten.

Cephalopoden.

Placenticeras pernodosum n. sp.
„ *guadaloupaeforme* n. sp.
Knemiceras attenuatum-typicum (= *K.* aff. *attenuatum* Hyatt bei Lissón)
„ „ „ var. *spinosa* n. var.
„ „ *-Gabbi* (= *Amm. attenuatus* bei Gabb
= *Placenticeras attenuatum* b. Paulcke
= *K. attenuatum* bei Douvillé
= *Plac. syrtale* var. *Gabbi* bei Neumann
= *K. Gabbi* bei Lissón)
„ „ *-semicostatum* n. sp.
„ „ *-gracilecostatum* n. sp.
„ „ *-crassicostatum* (= *Engonoceras* sp. *(adulte)* bei Douvillé)
„ „ *-seminodosum* n. sp.
„ „ *-crassinodosum* (= *Eng.* Stolleyi bei Douvillé
= *? Eng. pierdenale* bei Lissón)
„ „ *-Raimondi* (= *K. Raimondi* bei Lissón)
Phylloceras Velledae
Desmoceras cf. *Beudanti*
„ *Schlagintweiti* n. sp.
Puzosia cf. *Emerici*
Acanthoceras Lyelli
„ *prorsocurvatum* (nur bei Douvillé)

[1] Eine während des Druckes erschienene Fossilliste von Lissón (Terrenos reconocidos hasta hoy en el Perú y sinopsis de su fauna y flora fósiles. Bol. de Minas ecc. Lima 1911) konnte nicht mehr berücksichtigt werden.

Douvilléiceras mamillatum (bei Douvillé und diese Arbeit, Teil I)
Hoplites cf. *Somalicus*
Parahoplites aff. *Melchioris* } (nur bei Douvillé)
„ sp. }
„ cf. *Treffryanus* Karsten
„ cf. *Uhligi*
„ cf. *aschiltaensis*
„ n. f. ex aff. *Schrammeni*
„ cf. *Steinmanni*
Prionotropis Radenaci

Gastropoden.

Natica cf. *pedernalis*
Tylostoma sp.
Turritella sp.
Turbo sp.
Aporrhais sp.

Lamellibranchiaten.

Liopistha (Psilomya) gigantea
„ „ *fallax*
„ „ sp.
Panopaea sp.
Pholadomya cf. *nodulifera*
„ cf. *hispanica*
Anatimya prisca n. sp. (Jaworski)
Cucullaea cf. *brevis*
„ sp.
Nucula cf. *planata*
„ sp.
Trigonia Hondaana (= *? Trig.* sp. bei Neumann, bei Bravo in Fossilliste)
Trigonia subcrenulata (= *Trig. crenulata* var. *peruana* bei Paulcke)
Ptychomya Lissoni n. sp.
„ *Buchiana*
Cyprina sp.
Isocardia cf. *neocomiensis*
„ sp.
Venus cf. *Dupiniana*
„ sp.
Cardium cf. *Janus*
„ sp.
Cypricardia sp.
Thetironia sp.
Corbis corrugata
Mytilus sp.
Modiola cf. *reversa*
Pecten (Vola) quinquecostatus var. *Morrisi*
Pecten (Chlamys) cf. *Daubréi*
„ „ cf. *Morellensis*
Anomia cf. *pseudoradiata*
Pinna sp.
Ostrea Pasiphaë
Exogyra Minos
„ *aquila*

Echinoiden.

Cidaris Pariatambonensis (nur bei Steinmann und Bravo)
Pseudodiadema (Diplopodia) texanum
„ „ *peruanum* n. sp.
Holectypus planatus var. *numismalis* (= *Discoidea numismalis* bei Gabb
= *Hol. num.* und *Hol.* cf. *serialis* bei Paulcke
= *Hol. Paulckei* bei Bravo
= *? Hol.* sp. n. sp. bei Salfeld)

Echinobrissus subquadratus
Enallaster texanus (= *En. peruanus* bei Gabb
= *En.* cf. *peruanus* bei Bravo
= *En.* aff. *lepidus* bei Neumann
= *Toxaster texanus* bei Salfeld)
Enallaster aff. *texanus.*

Wie aus der Zusammenstellung hervorgeht, ist durch die hier beschriebenen neuen Funde unsere Kenntnis dieser Fauna wesentlich vermehrt. Eine ganze Anzahl von für dieses Gebiet neuen Formen ist hinzugekommen, und unter den aufgeführten befinden sich nur wenige, welche nicht auch in der Kollektion vertreten sind. Das Bild der Fauna in Perú, die wir nach den letzten Ergebnissen der Steinmann-Schlagintweit'schen Forschungen als vom Alter des Aptien und besonders des Albien auffassen müssen, hat sich aber auch insofern wesentlich geändert, als eine Umdeutung einzelner Schichtkomplexe und ihres Fossilinhaltes und dadurch eine Verschiebung von Begriffen stattgefunden hat. Eine Begründung, die früher ihren fossilen Resten nach als Albien bezeichneten Schichten nunmehr als Vracon aufzufassen, ist bei Schlagintweit (43, p. 60 u. f.) eingehend erfolgt. Bei den von früheren Autoren aus Schichten dieses Alters genannten Fossilien mußte also eine entsprechende Beschränkung eintreten, um zu dem zu gelangen, was wir heute als aus Aptien und Albien stammend bezeichnen können.

Hauptsächlich mit Rücksicht hierauf sei die obengenannte wichtigste Literatur dieser Gebiete kurz besprochen.

Von den aus verschiedenen Stufen des Mesozoicums stammenden Fossilien bei Gabb lassen sich mit Sicherheit nur sein *Ammonites attenuatus*, *Enallaster peruanus* und *Discoidea numismalis* für unsere Horizonte in Anspruch nehmen. Bei dem sonstigen völligen Fehlen von Brachiopoden in diesen und höheren Schichten kann ich für *Rhynchonella Antonii* Gabb, die bei Bravo eine Neubeschreibung erfahren hat unter Versetzung in mittlere Kreide, nur die Herkunft aus tieferem Neocom annehmen, zumal die wenigen Kreidebrachiopoden, die wir aus Südamerika kennen (aus Perú nur noch *Rh.* aff. *multiformis* Röm. bei Neumann), nur in unterster Kreide vorkommen. Die übrigen Kreideformen Gabb's gehören der oberen Kreide, und zwar z. T. dem Vracon an. Letztere finden sich teilweise wieder in der von Steinmann beschriebenen Fauna von Pariatambo, die auf Grund europäischer Leit-

formen, z. B. „*Schloenbachia acutocarinata*“, dem Albien zugerechnet wurde. Deren Auftreten an anderen Stellen Perús läßt aber auch die hier sie beherbergenden Schichten in höhere Lage verschieben und sie zum Vracon stellen (cf. Schlagintweit). Gleicherweise trifft das für die „Albien“ammoniten von Huallanca zu (Steinmann), darunter *Acanthoceras Lyelli*. Aus den petrographisch sicher fixierten Vracon schichten stammt nur *Cidaris Pariatambonensis* nicht, der allein den tieferen Horizonten zuzurechnen ist (cf. auch Anmerkung bei Schlagintweit p. 50). Die Arbeit von Gerhardt ist, soweit sie peruanisches Gebiet behandelt, eine Revision der eben erwähnten Fauna, so daß für sie das Gleiche gilt. Auch Paulcke nimmt für einige Gastropodensteinkerne aus der Nähe der Kohlenschichten von Pariatambo im Anschluß an Steinmann und Gerhardt Albien an. Seine irrtümlichen Bestimmungen einiger Formen, die er in das Turon und Senon versetzt, habe ich richtig zu stellen mich im beschreibenden Teil bemüht und glaube, sie demgemäß unseren Horizonten zuweisen zu können. Die von Douvillé beschriebenen Ammoniten aus Perú sind von Schlagintweit für das Vracon mit Recht soweit in Anspruch genommen, als sie in diesem auch dort vorkommen, wo es von dem darunter liegenden Komplex zu trennen ist. Anderseits ist der hier zuerst erbrachte Nachweis von *Douvilléiceras mamillatum*, *Knemiceras* und *Parahoplites* stratigraphisch wie paläontologisch von Bedeutung, die gerade durch die neuen, nun auch stratigraphisch sichergestellten Funde derselben Vertreter noch gesteigert wird.

Von den Formen, welche Bravo in seinem Aufsatz der Fossilien von Yauli beschreibt, können wir mit Sicherheit für „*Holectypus Paulckei*“ und „*Enallaster* cf. *peruanus*“ annehmen, daß sie auch dort wie von den anderen Fundpunkten Nordperús aus dem Aptien—Albien-Komplex stammen[1]. Fossilführendes Senon, in welches der Autor sie versetzt, ist dort nicht nachgewiesen. Seine Altersbestimmung beruht einmal auf dem Zusammenvorkommen des *Holectypus* mit Paulcke's „*Placenticeras attenuatum*“, dessen irrtümliche Bestimmung als Senonform ich schon nachgewiesen habe. Bei der ferner als beweiskräftig für Senon angesprochenen *Vola quinquecostata* Sow.

[1] Bezüglich *Rhynchonella Antonii* siehe bei Gabb.

handelt es sich wohl wahrscheinlich um die var. *Morrisi* Pict. et Ren., die von verschiedenen Fundorten aus dem Aptien—Albien-Komplex stammend in der vorliegenden Arbeit beschrieben ist, wo auch *Trigonia Hondaana* (cf. Fossilliste bei Bravo) von Yauli aus der gleichen Lage angeführt ist. Neumann zitiert und beschreibt als „Albienfauna von Lucha, Chaco und Huallanca" einige (darunter *Acanthoceras Lyelli*) der schon von Gabb, Steinmann, Gerhardt nachgewiesenen Fossilien, deren Alter wir heute als Vracon bezeichnen (siehe oben).

Sein *Enallaster* aff. *lepidus* Lor. von Huallanca, den ich als fraglich zu den Synonymen von *E. texanus* Röm. stelle, gehört jedoch wahrscheinlich in das dortige Aptien—Albien (cf. Schlagintweit p. 52).

Von Lissón's Ammoniten gehören in unsere Horizonte nur die als Aptien bezeichneten Knemiceraten (siehe Synonyme meiner Großart *Knemiceras attenuatum*). Zu dem kurzen Bericht von Salfeld ist zu bemerken, daß die Fossilien wohl ohne Berücksichtigung ihres Vorkommens im Anstehenden gesammelt sind, was bei der Horizontbestimmung der einzelnen Fundstellen hätte beachtet werden müssen. Bei Lucha weist also nur *Pecten* cf. *quadricostatus* auf Untersenon, während für *Toxaster texanus* und *Holectypus* n. sp. nur Aptien—Albien-Schichten in Frage kommen. Da aber das genannte *Pecten* aus der Senonfauna Perús (siehe Neumann und Brüggen [7]) sonst nicht bekannt ist, möchte ich der Vermutung Ausdruck geben, daß es sich auch hierbei um die var. *Morrisi* Pict. et Ren. handelt.

Die von La Lucha, Morococha und Laria Tambo zitierte „*Sonneratia acuto-carinata* Schumacher" gehört nach den vorangegangenen Ausführungen ins Vracon. Die weiteren Fossilien erlauben keine Horizontbestimmungen, bis auf die neocome *Trigonia Nepos* vom Cerro de Pasco.

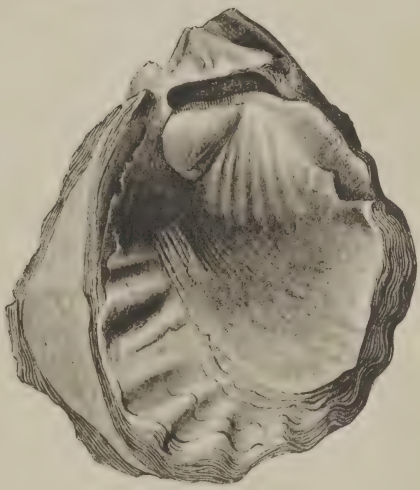
Über die Beziehungen dieses Faunenbezirkes zu anderen Kreidegebieten hat sich, wie auch nicht anders zu erwarten stand, nichts wesentlich Neues ergeben. Die schon lange bekannte Tatsache der engen faunistischen Beziehungen zwischen den Ablagerungen der unteren und mittleren Kreide in den nördlichen Cordilleren und im Mediterrangebiet konnte schon aus den Am-

Erklärung zu Tafel XIV.

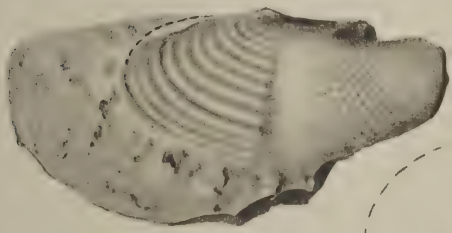
Fig. 1. *Ptychomya Lissoni* n. sp. von Hac. Calluan (El Montón). p. 383.
„ 2. *Exogyra Minos* Coquand von Huaninga. Unterklappe. p. 390.
„ 3. Dasselbe. Oberklappe.
„ 4. *Anatimya prisca* n. sp. Jaworski auct. von Ancahuaina. p. 376.
„ 5. *Pholadomya* cf. *nodulifera* Münster von Ancahuaina. p. 376.

1.

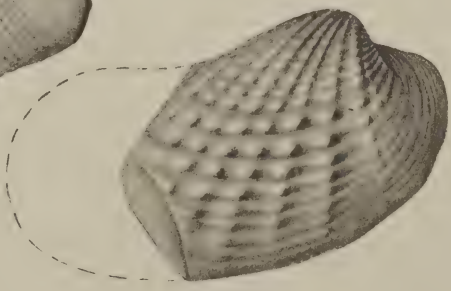
2.



3.



4.



5.

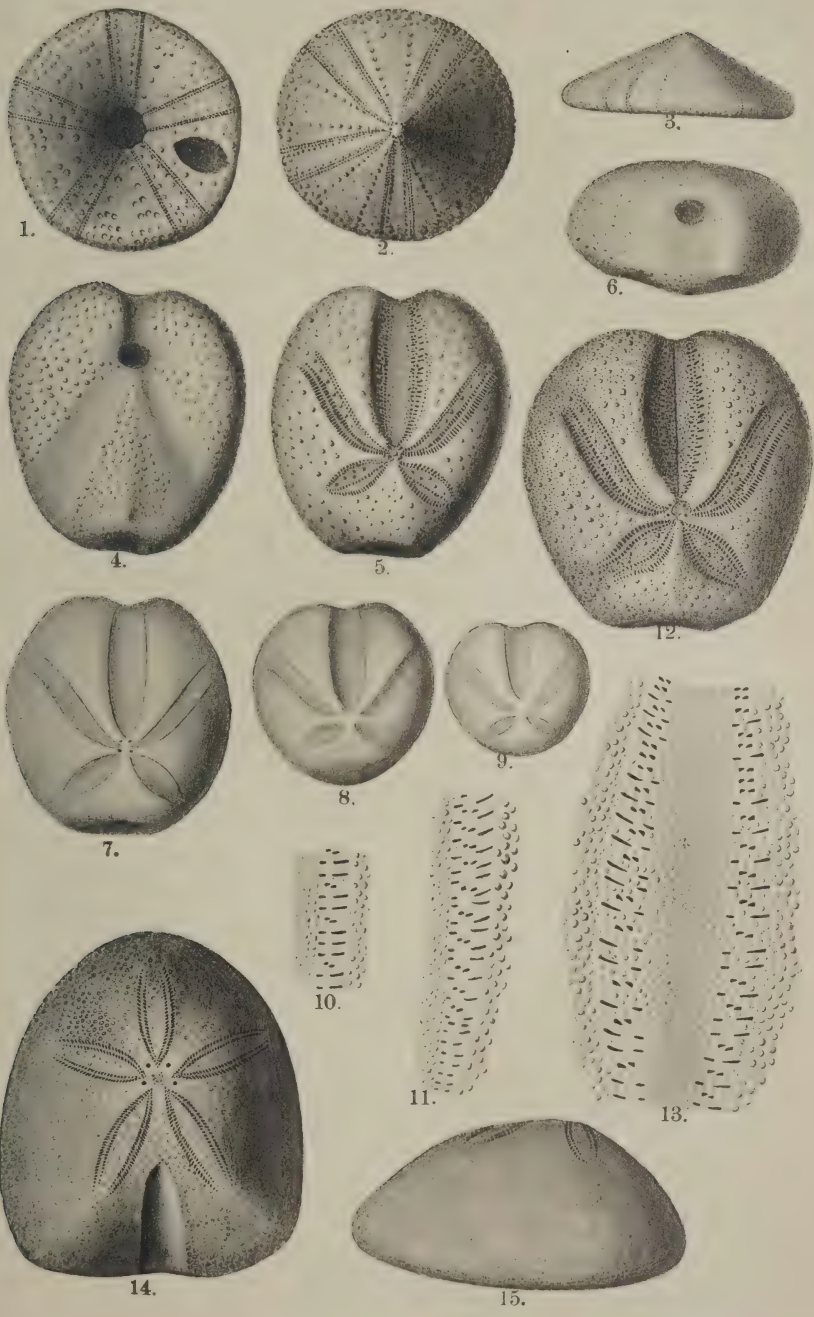
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

L. Sommermeier: Fauna des Aptien u. Albien im nördl. Perú.

Erklärung zu Tafel XV.

Fig. 1. *Holectypus planatus* Römer var. *numismalis* Gabb von Cashapugre. Unterseite. p. 394.
„ 2. Dasselbe. Oberseite. (Tuberkeln etwas übertrieben.)
„ 3. Dasselbe. Seitenansicht.
„ 4. *Enallaster texanus* Römer von Aguamiro. Unterseite. p. 396.
„ 5. Dasselbe. Oberseite.
„ 6. Dasselbe. Hinterseite.
„ 7. *Enallaster texanus* Römer. Kleines Exemplar von Aguamiro.
„ 8. „ „ „ „ „ „ Cochamarca.
„ 9. „ „ „ „ „ „ „
„ 10. Ausschnitt aus dem unpaaren Ambulakrum des Exemplares Fig. 9. Vergrößert.
„ 11. Ausschnitt aus dem unpaaren Ambulakrum des Exemplares Fig. 4—6 in 3facher Vergrößerung.
„ 12. *Enallaster* aff. *texanus* Römer von Huaninga. p. 398.
„ 13. Dasselbe. Unpaares Ambulakrum in 3facher Vergrößerung.
„ 14. *Echinobrissus subquadratus* d'Orbigny von Ancahuaina. Oberseite. p. 395.
„ 15. Dasselbe. Seitenansicht.

(Fig. 14 und 15 in 2facher Vergrößerung.)



Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

L. Sommermeier: Fauna des Aptien u. Albien im nördl. Perú.

Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder grossen Seen.

Von

Antonie Täuber in Berlin.

Mit 1 Kartenskizze (Taf. XVI) und 2 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 414

I. Ungarn (und Steiermark).

Übersicht 417
a) Cserhát 418
b) Schemnitz 422
c) Gran Vissegrád 423
d) Matra 424
e) Bükkgebirge 425
f) Tokay-Eperies 426
g) Vihorlat Gutin 427
h) Caliman-Hargita 429
i) Basaltvorkommen am Alth 431
k) Vlegyásza 431
l) Csiscóberg 432
m) Die westlichen Basaltvorkommen 433
1. Bakony 434
2. Steiermark 436
Das ungarische Meer 437
Beziehungen zwischen den ungarischen Vulkanen und dem ungarischen Meer 440

II. Böhmen.

Übersicht 443
a) Das Böhmische Mittelgebirge 444
b) Das Duppauer Gebirge 444
c) Kammerbühl und Eisenbühl 444

Seite
Lage und Beziehungen zum Meere 445
Anhang: Die quartären Vulkane von Freudental in Mähren 446

III. Die Vulkane des französischen Centralplateaus.
Übersicht 447
a) Limagne 449
b) Sioule-Kette 450
c) Mont-Dore 451
d) Cantal 452
e) Chaîne des Puys 453
f) Velay 454
Lage und Beziehungen zum Meere 455

IV. Die drei bedeutenderen Vulkangebiete des Tafeljura.
Übersicht 458
a) Das Ries von Nördlingen 458
b) Das Gebiet von Urach 459
c) Hegau 460
Lage und Beziehungen zum Meere 461
V. Der Kaiserstuhl 464
VI. Der Odenwald 465

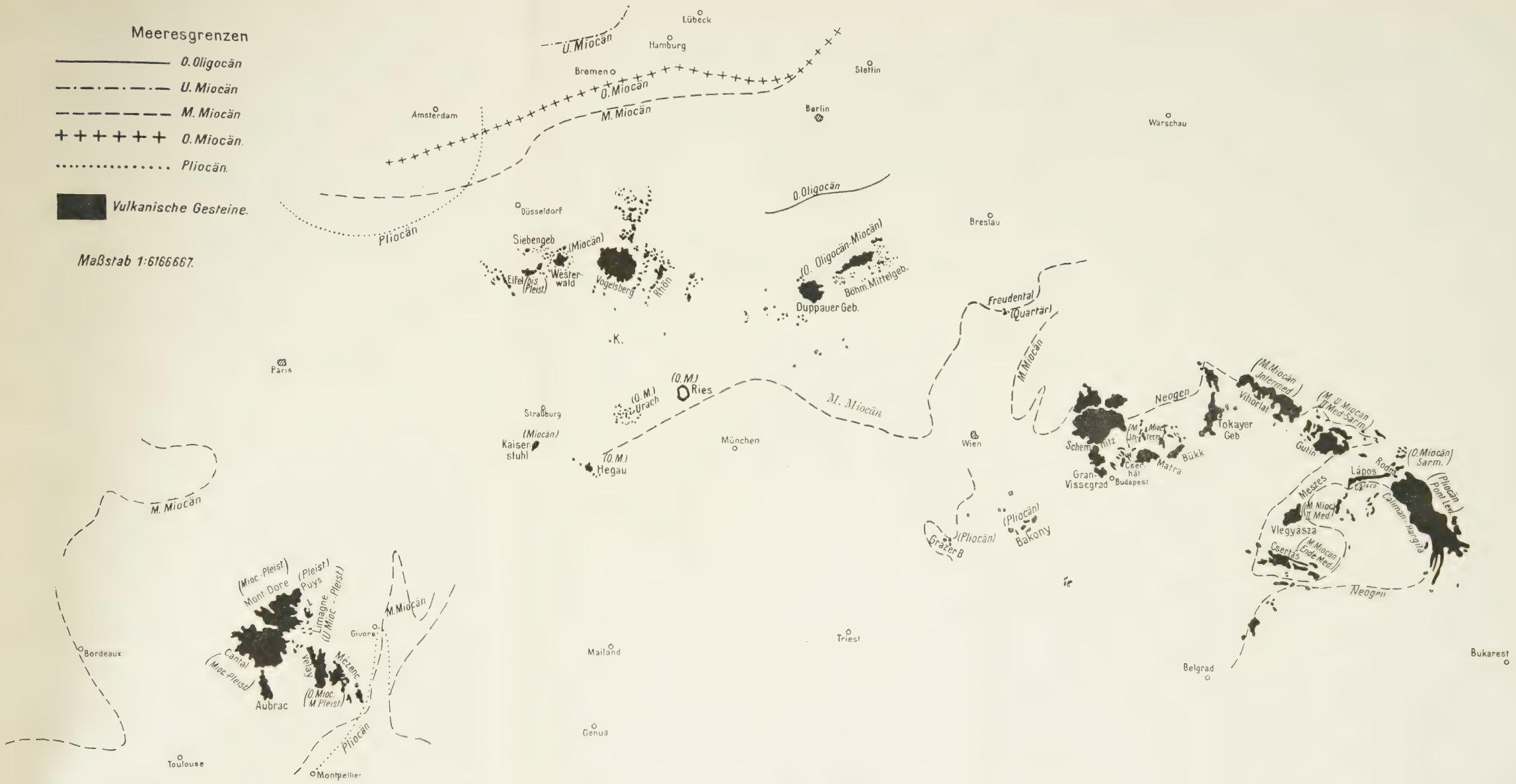
VII. Die mitteldeutschen Vulkane.
Übersicht 466
a) Vogelsberg 466
b) Rhön 469
c) Knüll, Habichtswald, Reinhardswald, Meißner, Solling 471
d) Siebengebirge 473
e) Eifel, speziell Laacher See-Gebiet 474
f) Westerwald 475
Lage und Beziehungen der mitteldeutschen Vulkane zum Meere . . . 476
VIII. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen 478
IX. Literaturverzeichnis 480

Einleitung.

Nachdem der Kampf um die Entstehung der Massengesteine zugunsten der Plutonisten entschieden war, trat die Frage nach den Ursachen des Vulkanismus in den vulkanologischen Arbeiten in den Vordergrund.

Im Anfang überschätzte man die Aktivität des Magmas, so daß schließlich alle Gebirgsbildung auf vulkanische Tätigkeit zurückgeführt wurde. Später trat die Neigung hervor, dem Magma eine rein passive Rolle zuzuschreiben.

ßlichen Meeresgrenzen.



A. Täuber: Skizze der tertiären Vulkane von Mitteleuropa und den ihnen benachbarten mutmaßlichen Meeresgrenzen.

Jetzt erkennt man die Berechtigung beider Ansichten; allerdings suchen die Tektoniker die Hauptursache der vulkanischen Erscheinungen in tektonischen Störungen, die Physiker in physikalischen Vorgängen im Erdinnern. Beides zusammenfassend schreibt Doelter[1]: „Die Hauptursache des Vulkanismus liegt in der Gasimprägnation des tiefen Magmas, welche durch Druckverminderung explosiv wirkt. Die Druckverminderung wird durch tektonische Vorgänge hervorgebracht."

In der Spannkraft der aus dem Magma entweichenden Gase, besonders des Wasserdampfes, wurde vielfach die Ursache zum Aufsteigen des Magmas gesucht. Nach Menard, Poulett Scrope, unter den neueren Forschern Tschermak, E. Suess, Doelter u. a. ist dieses Wasser hauptsächlich als Urbestandteil im Magma enthalten. Dagegen dringt nach Humboldt, v. Buch, G. Bischof, Naumann, Lyell, Reyer u. a. das Wasser wesentlich erst von der Erdoberfläche aus durch Spalten im Gestein zur Tiefe.

Die weißen Dampfwolken, die während der Eruptionen aufsteigen, gelten als Beweis für das Vorhandensein von Wasser im Magma; doch stellte neuerdings Brun[2] fest, daß die weißen Dampfwolken der tätigen Vulkane des Mittelmeeres, der Kanaren, von Hawaii und von Java keinen Wasserdampf enthalten, sondern aus Salmiak, Chloriden, Fluoriden und Fluorsilicium bestehen. Dagegen betont aber wieder Schwertschläger[3], daß die weißen Dämpfe, welche die vulkanische Tätigkeit begleiten, vorwiegend aus Wasser bestehen, wenigstens die, welche im August 1905 dem Stromboli und Vesuv entstiegen.

Humboldt suchte als erster die Hauptquelle des zum Magma dringenden Wassers im Meere; er stützte seine Ansicht auf die Tatsache, daß unsere meisten tätigen Vulkane am Meere liegen. Fuchs[4] berechnete 1875, daß von den seit Mitte des 18. Jahrhunderts tätig gewesenen Vulkanen 89 auf Inseln im Meere und nur 41 auf den Kontinenten lagen. Aber auch von diesen lagen die meisten hart an oder nur in geringer Entfernung von der Küste.

---

[1] Doelter, Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsber. Akad. Wien. **112**. 1903.

[2] Brun, Les exhalations volcaniques. Genf 1911.

[3] Schwertschläger, Das Auftreten von Wasserdampf bei Eruptionen. Centralbl. f. Min. etc. 1911. p. 777.

[4] C. Fuchs, Vulkane und Erdbeben. Leipzig 1875.

Nach Reyer bleibt „diese Beschränkung der tätigen Vulkane auf wasserreiche Gebiete unerklärlich, wenn man nicht zugibt, daß das Magma durch das Wasser wesentlich beeinflußt wird".

Daß jedoch in der Gegenwart die tätigen Vulkane nicht unbedingt nahe am Meere liegen müssen, beweisen z. B. die Vulkane in Ecuador und Zentralmexiko, die z. T. 200—300 km, der Jung-Choldongie in der Mandschurei, der nach v. Richthofen 800 km vom Meere entfernt liegt und in Zentralafrika die zahlreichen, z. T. heute noch tätigen Vulkane, unter denen der Kirunga über 1000 km weit vom Meere ist. Allerdings liegen diese afrikanischen Vulkane in der Nähe der großen Seen. Immerhin zeigt der Vulkanismus jetzt eine auffällige Bevorzugung der Küsten, und so scheint es von Interesse, festzustellen, ob in der Vergangenheit gleiche Verhältnisse herrschten. Für einige europäische tertiäre Vulkangebiete soll daher in dieser Arbeit ihre Lage und ihre Beziehungen zum gleichzeitigen Meere oder zu größeren Süßwasserbecken festgestellt werden.

Bei der Wahl der einzelnen Gebiete berücksichtige ich die, welche mir für unsere Frage besonders typisch scheinen, die ungarischen, die böhmischen, die französischen und die deutschen ehemaligen Vulkane. Die ungarischen erhielten als die wichtigsten den ersten Platz; denn trotz vieler Lücken der ungarischen Literatur scheinen mir die Verhältnisse doch klar genug, um den Versuch zu einer Zusammenfassung zu gestatten. Die genauere Darstellung der mittel- und norddeutschen Vulkangebiete dagegen bietet erheblichere Schwierigkeiten, da unsere Kenntnisse sowohl der Vulkane selbst, als auch der gebirgsbildenden Vorgänge, mit denen sie zeitlich oder ursächlich im Zusammenhang stehen, vorläufig noch mangelhaft sind, da die tektonische Erforschung Mitteldeutschlands erst letzthin von neuem begonnen ist. Am besten sind für unsere Zwecke die bedeutendsten Vulkane des Zentralplateaus und die des Tafeljura untersucht.

Eine einheitliche oder vollständige Schilderung der einzelnen Vorkommen konnte nicht gegeben werden, da die zur Verfügung stehende Literatur völlig verschiedenartig ist. Berücksichtigt wurden nur die bedeutenderen oder für unsere Frage wichtigeren Vulkane, da Vollständigkeit in der Aufzählung oder auch Beschreibung jedes einzelnen Vorkommens im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich und für die Lösung dieser Frage unwesentlich ist.

I. Ungarn und Steiermark.

Übersicht.

Die Betrachtung der tertiären Vulkane beginne ich mit den ungarischen, die an Größe und Zahl allen anderen europäischen weit überlegen sind. Die vulkanische Zone durchzieht das ungarisch-steirische Neogenbecken vom Südabhang der Karpathen bis zum Ostrand der Alpen. Beudant (4) und Richthofen (56) unterschieden in Ungarn und Siebenbürgen 7 Vulkangebirge. Uhlig (84), dessen Ausführungen ich in dieser Übersicht zumeist folge, gab in „Bau und Bild von Österreich" folgende Zusammenstellung:

I. Der mittelungarische Vulkankranz umfaßt die Gebirge, welche die Zentralkarpathen in einem fast ununterbrochenen Bogen umziehen; innerhalb desselben werden unterschieden: 1. Schemnitzer, 2. Vissegráder Gruppen, 3. Cserhát, 4. Matra und 5. Eperies-Tokayergebirge.

II. Der ostungarische Vulkankranz, der dem Innenrand der Ostkarpathen folgt, wird vom Vihorlat-Gutingebirge, den Eruptionen der Trojaga- und der Rodnaer Alpen und dem Caliman-Hargitazug gebildet.

III. Kleinere vulkanische Einheiten sind die westsiebenbürgischen Eruptionen, die der Banater Spalte und einzelne periphere Eruptionen in Mähren und Galizien. Basaltische Ausbrüche bilden ferner drei einander ähnliche Gruppen bei Waitzen, am Plattensee und in Steiermark.

Es gibt unter den ungarischen Vulkantypen solche mit nur einmaligem Ausbruch (hierzu gehören die basaltischen); die große Mehrzahl warf ihre Produkte jedoch durch lange Zeiten hindurch aus. Die Ergußgesteine sind Rhyolithe, Trachyte, Andesite und Basalt. Die jüngeren Andesite überwiegen an Masse bedeutend die Trachyte. Basalte sind verhältnismäßig selten.

Im westlichen Gebiete beginnen die Ausbrüche mit vereinzelten Tuffen und Fragmenten eines sanidinreichen Trachyts in den obereocänen Nummulitenkalken. Erst zur untersten Mediterranzeit folgen dann nördlich der Matra Rhyolithtuffe.

Zwischen der ersten und zweiten Mediterranstufe (an der Grenze von Unter- und Mittelmiocän) dringen in Mittelungarn basische Pyroxenandesite an die Oberfläche, dann folgen im allgemeinen etwas weniger basische Amphilolandesite und zur sarma-

tischen Zeit (Obermiocän) Rhyolithe. Diese westlichen Eruptionen schließen mit basischem Basalt am Ende der Congerienzeit (Unterpliocän).

Im Osten beginnen die rhyolithischen Ausbrüche schon im Oligocän. Darauf folgen quarzreiche Dacite und weiter die mächtigeren Augitandesite. Das Endglied ist auch hier zumeist Basalt. Im Gutingebirge und im nördlichen Teil von Westsiebenbürgen fällt die Daciteruption in die zweite Mediterranstufe, die des Andesites in die sarmatische Periode (Obermiocän).

Am Schlusse des Mediterran finden dacitische Ausbrüche im Csicsóvulkan und im Csertásgebiet des siebenbürgischen Erzgebirges statt. Die Andesiteruptionen im Hargitagebirge beginnen erst in pontischer (unterpliocäner) Zeit und dauern bis in die levantinische (oberpliocäne), im Süden vielleicht bis in das Pleistocän, sie überdauern die basaltischen des Mittellevantin.

„Es scheint sich also eine Art zeitlichen und örtlichen Wanderns der vulkanischen Tätigkeit und in Verbindung damit eine Modifikation der Eruptionsfolge zu vollziehen, deren Wesen und Gesetzmäßigkeit sich heute noch nicht in vollem Umfange beurteilen lassen." (Uhlig.)

Eine kurze Schilderung der wichtigsten Gebiete, soweit eine solche bei der lückenhaften Literatur möglich ist, beginne ich mit der des Cserhát (67), der seit Schafarzik's Untersuchungen als das bestbekannte Andesitgebirge Ungarns gilt. Unter den Basaltgebieten ist das des Bakonyer Waldes durch Hofmann's (33) Studien gut bekannt. Auf diese beiden typischen Vorkommen werde ich unter Benutzung der Arbeiten der genannten Forscher ausführlich eingehen.

a) Cserhát (hierzu Fig. 1).

Das Cserhát-Gebirge setzt sich aus einer Gruppe kleiner Kuppen und kurzer Bergrücken zusammen, deren Kern aus eruptivem Gestein besteht. Es überragt das angrenzende niedrige Sandsteingebiet um 100—200 m. Das vulkanische Gebirge drängt sich im zentralen Teile des Cserhát auf ein Gebiet von ungefähr 30 km Länge und 16 km Breite zusammen, das sich in NO.-Richtung erstreckt.

Diesem Cserhát-Gebirge im engeren Sinne schließen sich, in radialen Richtungen ausstrahlend, einzelne niedrige Bergrücken an, die ebenfalls eruptiven Ursprungs sind.

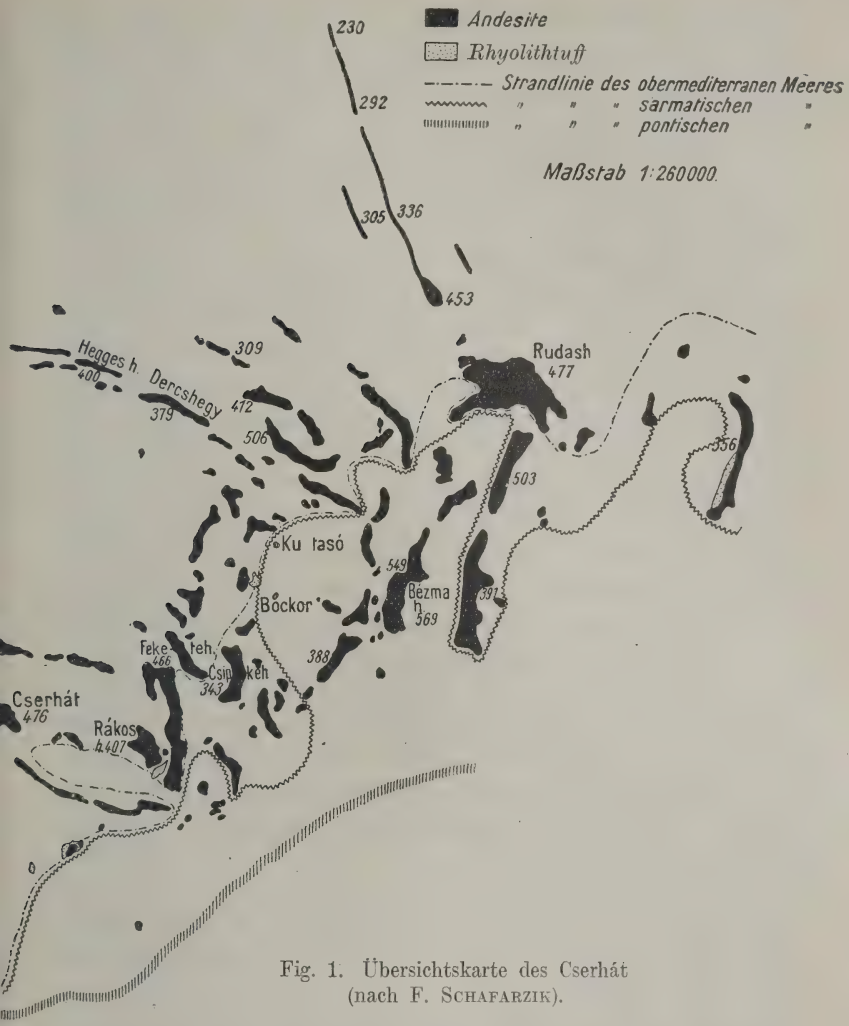


Fig. 1. Übersichtskarte des Cserhát (nach F. Schafarzik).

Am Ende der unteren Mediterranstufe dehnte sich zwischen Waitzen und Salgó Tarján ein Meeresteil mit sandigen Sedimenten aus, aus welchem einige isolierte Inseln hervorragten. Noch in dieser selben Zeit aber zog sich das Meer zurück und die Gegend wurde Festland. Veranlaßt wurde dieser Rückzug des Meeres durch eine Senkung im SO., die an den Ufern des neuen Festlandes zahlreiche und tiefgehende Brüche verursachte, durch welche die Lava aus der Tiefe heraufdringen konnte. In manchen Fällen

begann die Eruption mit Aschenregen und Bombenstreuung, worauf Lavaerguß folgte. Die eigentlichen Ergüsse bilden häufig Decken, seltener Stöcke, meist aber Gänge. Wo die Tuffe in größerer Mächtigkeit vorkommen, gibt es zwischen ihren Schichten hie und da auch feste Lavabänke.

Die Lavadecken sind in der Regel bankig abgesondert, aber auch plattig, manchmal sogar dünnscherbig; die Stöcke bestehen mitunter aus senkrecht stehenden Säulen.

Die schmalen, langen Gänge, die Dykes, sind so zahlreich, daß sie für die typische vulkanische Form des Gebirges gelten können. Das Empordringen der Eruptivmassen geschah hier durch 4—5—10m breite Spalten des Sandsteins, die sich in einzelnen Fällen selbst meilenweit verfolgen lassen. Tuffschichten, Lavaergüsse und Schlacken fehlen entlang dieser Gänge gänzlich. Da die Abkühlung seitlich von den Flächen der Spalte aus erfolgte, so fand eine prismatische Absonderung der Lava statt, und zwar mit mehr oder weniger horizontaler Stellung der Säulen. Die Struktur dieser Gesteine ist doleritisch.

Sämtliche, nach wechselndem Pyroxengehalt unterschiedene Andesite des Cserhát stammen wohl aus einem einzigen Magmaherde, in welchem sich aber an Magnesia-Eisensilikaten reichere und ärmere Schlieren befunden haben mögen. Diese Verschiedenheiten wurden wahrscheinlich durch das längere oder kürzere intratellurische Verweilen, durch die wechselnde Größe des auf der Lava lastenden Druckes, sowie endlich durch die mehr oder weniger rasch erfolgte Abkühlung der Lava infolge von Ausscheidungen der verschiedenen Gemengteile nur noch gesteigert.

In bezug auf ihren äußeren Habitus gehören die Laven zweierlei Arten an, der häufiger vorkommenden Fladenlava, sowie in einigen Fällen der Blocklava.

Die typischen Fladenlaven sind, abgesehen von ihren lang ausgezogenen Blasenhohlräumen, dicht und zumeist ohne porphyrische Ausscheidungen, während die übrigen bankigen Laven der Stratovulkane teils anamesitisch, teils sogar doleritisch beschaffen sind.

In der Anordnung der Vulkane zeigt sich ein gewisses System; sie liegen auf Spalten, die tangential und radial zur einstigen Meeresbucht, dem heutigen Gebiet der Matra, verlaufen.

Schafarzik meint, daß Senkungsvorgänge im jetzigen Matragebiet von entscheidendem Einfluß auf die Gestaltung des Vulkan-

gebiets des Cserhát waren. Die meisten der auf tangentialen oder Längsreihen gelegenen Vulkane besitzen die Form von Rücken; manche von ihnen haben eine Tuffbasis, sind daher Stratovulkane, welche jedoch durch die Wirkung der langandauernden Erosion bereits ziemlich deformiert erscheinen. Mitunter hat sich der Lavastrom einer oder der anderen Eruption weiter von der Spalte entfernt.

Schärfer als die tangentialen treten die radialen oder Querbrüche hervor, deren sich entschieden geltend machende Konvergenz ebenfalls auf die Matra und ihre nächste Umgebung als auf ein ehemaliges Senkungsfeld hindeutet. Es ist für diese Spalten die schmale, kaum 5—10 m breite Gangform, sowie für ihre Füllmasse die Neigung zur Bildung von horizontal liegenden Säulen charakteristisch.

Die tangentialen, eruptiven Andesitzüge werden zumeist von Tuffen begleitet, während auf den radialen vulkane Trümmergesteine gar nicht oder aber nur in sehr untergeordneter Weise zu finden sind. Auf den ersteren besitzen wir daher die Beweise dafür, daß die Eruptionen heftig und in explosiver Weise stattgefunden haben. Die stärksten Ausbrüche erfolgten an den Kreuzungspunkten der tangentialen mit den radialen Spalten. Auf den radialen Spalten suchen wir heute vergebens nach den Beweisen heftiger vulkanischer Tätigkeit.

Aus dem dichten Netz der Bruchlinien schießen diese radialen Spalten weit heraus und reichen, speichenförmig divergierend, weit in das gegen NW. vorgelagerte, aus untermediterranen Sandsteinen bestehende Hügelland hinein. Hier erfolgten die Eruptionen auf dem festen Lande, und wenn hier vulkanische Trümmergesteine vorhanden waren, so müssen sie doch schon längst der Erosion zum Opfer gefallen sein.

Der Zug des Feketehegy—Dobogáhegy und noch mehr die Berge von Bokor und Kutasó haben die unmittelbaren Ufer gebildet. Die südöstlich von dieser Linie stattgehabten Eruptionen fielen bereits ins Meer und ihre Produkte bildeten Inseln. Diese ragten im Verhältnis zu ihren Massen mehr oder weniger über den Meeresspiegel empor, die niedrigen wurden sogar vom Wasser und Schlamme bedeckt. In diesen Schlammassen haben sich zu gleicher Zeit Gerölle und Bruchstücke von den der Abrasion anheimfallenden Gipfeln mitabgelagert.

Während der sarmatischen Zeit bleiben die Ufer im ganzen die gleichen, doch macht sich ein Rückzug des Meeres bemerkbar. Einige Inseln gliedern sich als Halbinseln dem Festlande an, aus einigen Buchten weicht das Meer zurück. In der pontischen Zeit hält die Regression an; fast alle Inseln des Cserhát werden Festland.

Dank der einstigen Meeresbedeckung, welche die östlich gelegenen Vulkane bis zur Diluvialzeit gegen die Erosion schützte, erhielten sich diese bedeutend frischer als die westlichen.

b) Schemnitz.

Das Schemnitzer Vulkangebirge umschließt eine Insel älterer Felsarten. In den Ergüssen und Aufschüttungen herrscht eine gewisse Gesetzmäßigkeit, wie wenn diese aus mehreren, dem Gebirgsstreichen ungefähr prallelen Längsspalten hervorgequollen wären und sich allmählich zu einer ziemlich zusammenhängenden Decke vereinigt hätten.

Nach der Trias war das Gebiet lange Festland, und nur bei den eocänen Strandverschiebungen drang von N. das Meer herein, dessen Strandkonglomerate sich, die alte Strandlinie markierend, von Vihnye über das Szklenoer Tal bis zum Georgi-Stollen ziehen.

Nach dem Eeocän fand eine Hebung und ein Rückzug des Meeres statt. Wir finden seine Ablagerungen nur im N. bei Handlova. Szabó (75) skizziert die Landschaft, die sich vor der Trachyteruption in der Umgegend von Schemnitz vorfand, als eine nur unbedeutend über das Meer erhobene Uferbildung mit dem Land im Norden und dem Meer im Süden.

Die meisten Autoren nehmen an, daß die Eruptivgesteine dieser Gebiete dort, wo sie nacheinander innerhalb eines sogen. Eruptionszyklusses hervorbrachen, aus einem gemeinsamen Magma abzuleiten sind.

Am verbreitetsten ist der Pyroxenandesit, mit dem nach H. Boeckh (11) die Eruptionen begannen. Auf diesen folgte der Augit-Diorit, dann der Granodiorit mit Aplitgängen. Am Ende dieser Eruptionsepoche brachen Rhyolithe aus.

Den Eruptivgesteinen gleichalterige Sedimentärablagerungen, die eine genaue Feststellung der Eruptionszeit ermöglichen könnten, fehlen im Schemnitzer Gebiet. Sicher konnte nur als untere Grenze das Eocän bestimmt werden. Die aus den Tuffen bekannten

Pflanzenreste weisen sowohl auf miocänes als auf pliocänes Alter hin. H. Boeckh hat daher nach Analogie mit den benachbarten Vulkangebieten die Eruptionszeit zwischen das untere und obere Mediterran verlegt, d. h. in die Zeit der größten tektonischen Störungen in Ungarn.

In der sarmatischen (Obermiocän) und in der pontischen Stufe (unteres Pliocän) finden wir keine Spuren vulkanischer Tätigkeit. Erst nach Ende der pontischen Zeit beginnt eine neue Eruptionsperiode, die Basalte liefert.

Entsprechende Basaltausbrüche finden wir am Plattensee, bei Salgó, bei Fulek etc.

c) Gran-Vissegráder Gebirge.

Ähnliche Verhältnisse wie Schafarzik im Cserhát beobachtete, fand Hugo Boeckh (10) im links der Donau gelegenen Teil des Gran Vissegráder Gebirges in der Umgegend von Nagy-Marós.

Im Oligocän wechsellagern Schichten, die bald aus salzigem, bald aus mehr brackischem Wasser niedergeschlagen sind. Über diesen folgen konkordant die sandigen, im oberen Teile schotterigen Schichten des unteren Miocän. Alle diese Bildungen haben einen litoralen Charakter.

Im obersten Teile der untermiocänen Schichten ist der Beginn der vulkanischen Eruptionen durch Tuff und Aschenbildung angezeigt. Dann folgte gleichzeitig mit dem der Pyroxen-Andesite des Cserhát der Ausbruch der Andesite in Gestalt eines zusammenhängenden Lavastromes, dessen verschiedene Teile unter dem Einflusse der abweichenden physikalischen Verhältnisse eine etwas verschiedene Ausbildung erlangten. Mit Breccien- und Tuffbildung endeten die vulkanischen Ausbrüche.

Während der letzten Zeit der Breccienbildung lagerten sich sandig-tuffige Strand- und kalkige Riffbildungen (Leithakalk) des mittleren Miocän, stellenweise aber eine Faziesentwicklung der tieferen Meeresteile ab. Nach der Beendigung der Eruptionen bildeten sich dort, wo die Verhältnisse für das Gedeihen von Lithothamnien und Korallen ungünstig waren, sandige Schichten, später folgte auch hier der Leithakalk.

Gegen Ende des mittleren Miocän wurde das Gebiet gehoben, denn die oberen Schichten des Leithakalkes sind schon stark schotterig. Diese Hebung dauerte an, und im oberen Miocän war

das Gebiet Festland. Der Nachweis der Verwerfungen, die mit der Hebung Hand in Hand gingen, ist schwer zu führen.

Der am rechten Donauufer gelegene Teil des Vissegráder Gebirges ist von A. Koch (36) untersucht worden. Die im N. und O. von der Donau begrenzte Gebirgsgruppe erhebt sich beinahe nach allen Seiten unmittelbar aus der ungarischen Ebene oder aus dem Donautale. Nur gegen Süden zu trennen tief eingeschnittene Täler die Trachytgruppe von dem rein sedimentären Pilis-Ofener Gebirge, das hauptsächlich aus oberem Trias-Dolomit und Dachsteinkalk gebildet wird.

Der Kern des Gebirges ist meist aus Trachyten und deren Trümmergesteinen aufgebaut, wobei der massige Trachyt gegen seine Tuffe stark zurücktritt. Seine oberflächliche Ausdehnung beträgt nur einige Prozente gegenüber der seiner Trümmergesteine. Die Tuffe stehen stellenweise in inniger Verbindung mit einer Reihe von kalkigen, sandigen und tegeligen, durch marine Petrefakten charakterisierten Schichten. Wo diese Schichten nicht nachgewiesen wurden, erreichen die Tuffe und Breccien eine so große Mächtigkeit, daß Stache (67) auch ohne direkte Beweise sich zu der Vermutung gedrängt sah, daß es sich hier um ineinandergreifende Bildungen derselben Zeit handle.

Die Trachyte gehören zwei Typen an, die zu verschiedenen Zeiten hervorbrachen. Der ältere ist der Labradorit-Biotit-Granat-Trachyt, dessen submarine Eruption mitten in die Zeit der rein marinen Ablagerungen des ersten Mediterran, der Anomiensande (Untermiocän) fällt. Der jüngere Labradorit-Amphibol-Trachyt begann seine Ausbrüche nach Szabó (73) wahrscheinlich im Anfang der sarmatischen Zeit und setzte sie bis zum Ende dieser Periode, die hier durch keine Ablagerungen vertreten ist, fort. Die ganze westliche Hälfte des Gebirges wurde in dieser Zeit aufgeschüttet.

d) Matra.

Zwischen dem Cserhát und dem Bükk-Gebirge liegen die Vulkane der Matra. Im Gegensatz zu den Eruptionen des Cserhát, die zumeist nur Gänge im Sandstein förderten, stellt die Matra eine zusammenhängende Eruptivmasse dar. Die Eruptivgesteine und deren Tuffe bilden einen flach gekrümmten, nach O. streichenden Bergrücken von 34 km Länge mit vielfach zerrissenem Kamm,

dessen höchster Punkt 1010 m Höhe erreicht. Nach S. verlaufen zahlreiche Querkämme von 400—600 m Höhe, die meist unmittelbar in das Tiefland abfallen. Das Gebirge verdankt seinen Ursprung gewiß mehreren Ausbrüchen. Die Matra ist wenig untersucht.

e) Das Bükk-Gebirge.

Dieses Gebirge bildet den südlichen, völlig isolierten Auslieger des inneren Karpathenbogens. Das Auftreten der Eruptivgesteine ist an den Südrand des Gebirges gebunden. Dieser besteht im wesentlichen aus paläozoischen Kalken, obercarbonen Sandsteinen, triassischen und jurassischen Kalken und Nummuliten führendem Eocän. Nur in dem mittleren Teil des ganzen Zuges lehnt sich noch ein etwas bedeutenderer Strich von marinen Tegeln, Mergelschiefern, Sanden und Schottern der Neogenzeit an.

Die festen Rhyolithe treten gegen die Masse der sie begleitenden und überlagernden, gröberen, breccienartigen oder feineren Tuffen zurück. Nur im O. der ganzen Verbreitungszone von Gesteinen mit rhyolithischem Charakter lehnt sich dicht an den alten Gebirgsrand ein ausgedehntes Gebiet von festen Rhyolithen. Die mächtigen, bankartigen Tuffe des Bükk-Gebirges machen im ganzen den Eindruck einer ohne Zwischenfälle aufgehäuften zusammengehörigen Massenbildung.

Ein von W. gegen NO. ziehender Gebirgsbruch im alten Schiefer- und Kalkgebirge, welcher den Südrand des Bükk-Gebirges markiert, bildet ein Stück Festlandsküste des Tertiärmeeres und bezeichnet zugleich den Eruptionsweg, den die sauren rhyolithischen Massen gefunden haben.

Die aus submariner Spalte erfolgten Eruptionen fallen nach J. Boeckh (5) vorzugsweise in das Ende der mittelmiocänen II. Mediterranstufe. Am Südrande des Bükk-Gebirges sind Rhyolithe und ihre massigen Breccien und Tuffe fast die alleinigen Vertreter dieser Zeit; in den Grenzgebieten, vorzugsweise im Westen und am Nordrande der Matra, treten sie im Wechsel mit marinen Schichten auf, wie Andrian und O. Paul (1) nachgewiesen haben. Am Nordrande des Bükk-Gebirges fehlen sie gänzlich und sind nur durch Tegel und sandige Sedimente vertreten.

In das Obermiocän fallen die obersten Tuffbildungen der Hauptzone, sowie auch Tuffe der Gegend von Miskólcz und S. Peter,

die sekundäre Sedimente sind, welche ihr Material zum größten Teil den benachbarten älteren Breccien verdanken (50).

f) Tokay-Eperies.

Nach H. Wolf (86) besteht dieser Gebirgszug im wesentlichen aus einem auf Spalten im darunterliegenden Schichtgebirge aufgesetzten, ca. 100 km langen, domförmigen Rücken, welcher an den Flanken, besonders im Osten, von marinen, geschichteten Gesteinslagen umsäumt ist und von Schotter und Löß überdeckt wird. Die Hauptmasse des Gesteins bilden Andesite. Diese stiegen aus mehreren Spalten auf. Die Hauptspalte durchriß eine Reihe eozoischer, paläozoischer und mesozoischer Gesteine in der Linie Eperies-Tokay. Von dieser Hauptspalte zweigen sich Nebenspalten ab, welche die darunterliegende Reihe kristallinischer und sedimentärer Gesteine mehr nach deren Streichungsrichtung durchlüftet.

In diesen Nebenspalten, die parallel mit der aus alten Sedimentgesteinen aufgebauten Zempliner Insel laufen, drang die Hauptmenge der Andesite auf.

Die Massen der älteren marinen Tuffe erscheinen meist ungeschichtet, ähnlich den Strandanhäufungen an Steilküsten. Die jüngeren Tuffe sind geschichtet. Sehr verbreitet sind sarmatische Tuffe, welche die Zempliner Insel flankieren. Tegel und Sande liegen über den sarmatischen Cerithienschichten in einer scheinbar zur pontischen Zeit ausgesüßten Bucht.

Für die Ablagerung der vulkanischen Agglomerate des südlichen Teiles des Gebirges, der Tokay-Hegyalja, hält Szabó (74) fortgesetzte marine Ablagerung durch die in ihnen gefundenen Muscheln für erwiesen. Rhyolitheruptionen fanden während der Ablagerung des Leithakalkes und der Cerithienschichten statt und hörten auf, als das Meer sich zurückzog.

Nach Szádeczky's (80) Untersuchungen im Gebiete zwischen Telkybánya und dem nördlichen Teile der Hegyalja begann der andesitische Ausbruch in der Mediterranstufe; er ging einem Teile des Rhyolithausbruches voran, setzte sich aber in die sarmatische Zeit fort.

Nach Ablagerung der Schichten mit sarmatischen Versteinerungen hob sich der Fuß der Berge aus dem sich zurückziehenden Meere. Jüngere marine Ablagerungen sind nicht vorhanden,

doch beweisen mächtige Tufflager, daß die Rhyolitheruptionen noch weiter andauerten.

In den West- und Zentralkarpathen bleiben die Eruptionen dem Gebirge fern. Im Osten dagegen quellen die Lavamassen unmittelbar aus dem inneren Randbruche des alten ostkarpathischen Gebirges herauf; im südlichen Teile dringen sie bis in die Oberkreidehülle am Außenrande vor (84).

g) Vihorlat-Gutin.

Dieses Gebirge scheint sich nach Entstehung und Zusammensetzung in seinem westlichen Teile noch den westlichen Gebieten anzuschließen, im östlichen dagegen werden die Ausbrüche mehr den siebenbürgischen ähnlich. Die älteren Eruptionen brachten quarzreichen Dacit, die jüngeren weit bedeutenderen Augitandesit an die Oberfläche.

Im Westen beginnt das Gebirge bei Nagy-Mihály und Sztara am Laborecz-Fluß und erstreckt sich durch größere Flüsse und angeschwemmte Gesteine in sechs Glieder geteilt bis nach Kapnik und Ohláh-Láposbánja in Siebenbürgen.

Die Hauptrückenlinien der einzelnen Hauptabschnitte fallen nach Stache (66) mit dem NW.-Streichen des Gebirgsganzen und der Hauptspalte zusammen. Die Hauptmasse brach in Nebenspalten hervor, welche die Hauptspalte in verschiedenen Winkeln queren. Die Eruptionen denkt sich Stache ähnlich denen bei Santorin. Das Festlandsgebirge wurde nach seiner Auffassung durch die allmähliche Annäherung und endliche Verschmelzung des Eruptionsmaterials verschiedener Spalten gebildet. Fortdauernde, größere lokale Anhäufungen und Aufstauungen der Massen bei Wechsel der Aufbruchspunkte gaben das Gerüst. Die Lücken füllten sich mit dem zerstörten Material älterer und frischer Eruptionen. Sedimentäre geschichtete Breccien und Tuffe vollendeten den Bau des Gebirges, dessen Bedeckung durch diese Trümmergebilde einst nahezu vollkommen gewesen sein muß.

Die Dacittuffe wechseln mit den salzführenden Ablagerungen des II. Mediterran. Augitandesittuffe sind mit sarmatischen Schichten verbunden (31).

Übersicht über Siebenbürgen[1].

Die Karpathenlinie teilt sich südlich vom Gutin in zwei große Züge. Das durch diese Verzweigung eingefaßte Senkungsgebiet ist das siebenbürgische Becken, welches im Süden durch den nach Westen zurückgebogenen mächtigen zentralen Zug der Karpathen abgeschlossen wird.

Die inneren, gegen Westen gekehrten konkaven Seiten der beiden Abzweigungen werden von eruptiven Gesteinen begleitet. Die Innenseite des östlichen Zweiges bilden die Eruptivmassen der Láposer und Rodnaer Gebirge, weiter nach Süden der mächtige Gebirgszug des Caliman und der Hargita. Die letzten Spuren vulkanischer Tätigkeit finden sich im Kronstädter Gebirge. Die innere Seite der westlichen Abzweigung wird durch die isolierten kleineren Eruptionspunkte des Meszes-Zuges, dann durch die ausgebreitete vulkanische Masse des Vlegyásza-Stockes begleitet, aus welcher das Magma strahlenförmig auch in die Masse der kristallinischen Schiefer des Bihar eingedrungen ist. Im Süden stiegen die Eruptionsmassen in den Aufbruchslinien der stark zusammengepreßten Falten des siebenbürgischen Erzgebirges und in den Bruchlinien des Banates auf.

Isoliert von diesen Haupteruptionslinien, die das siebenbürgische Becken einschließen, ragt der kleine vulkanische Zug des Csicsó-Berges auf, jedoch verläuft er mit dem östlichen Vulkanzuge annähernd parallel. Einen zweiten kleinen Eruptionspunkt, der in das Innere des Beckens gerückt erscheint, bildet die Aranyer Bergkuppe.

Die tertiären Eruptivgesteine Siebenbürgens werden von Koch dem Alter nach in folgende Gesteinsfamilien eingereiht:

1. in die der Liparite oder Quarztrachyte;
2. „ „ „ Trachyte;
3. „ „ „ Dacite oder Quarzandesite;
4. „ „ „ Andesite und
5. „ „ „ Basalte.

Die Liparite erscheinen nur in geringen Massen an den Rändern des siebenbürgischen Beckens.

---

[1] Die Darstellung der vulkanischen Erscheinungen von Siebenbürgen schließt sich meist an die von A. Koch (38) an.

Noch unwesentlicher ist das Vorkommen der Trachyte.

Der Dacit und dessen Trümmergesteine nehmen jedoch am Aufbau des siebenbürgischen Beckens in hervorragendem Maße Anteil. Sie bilden die Hauptmasse der Eruptivgesteine des westlichen Karpathenbogens. Der Vlegyásza ist fast nur aus Dacit aufgebaut, welcher in solchen Massen nur an wenigen Punkten der Erde an die Oberfläche drang.

Andesite setzen in der Hauptsache den Innenrand des östlichen Karpathenzweiges zusammen.

Nur wenig Basalt tritt zutage.

Einen Ausläufer des Gutin bildet die 1842 m erreichende Czibles-Gruppe. Hier und im Láposer Gebirge, in dem sich das bedeutendste Trachytvorkommen Siebenbürgens findet, ist der Pyroxenandesit wahrscheinlich auf einer NW. gerichteten Spalte emporgedrungen, als das Gebiet schon zu einem Gebirge erhoben war. Diese einstigen Andesitvulkane fanden sich also schon auf trockenem Boden am nördlichen Ufer des siebenbürgischen Mittelmeers.

Die Biotitandesite in den Rodnaer Alpen zeigen einen allmählichen Übergang in die quarzhaltigen Dacite und sind, ähnlich diesen ohne Tuffbildungen, als Gänge oder Lagergänge zwischen die kristallinen Schiefer und z. T. auch zwischen die eocänen Karpathensandsteine eingekeilt. Gleiche Erscheinungsform zeigen die Eruptivmassen des Borgopasses und der Trojaga.

h) Caliman und Hargita[1].

Südlich des Borgopasses dehnen sich die vulkanischen Massen zu dem 150 km langen, im Norden 53 km breiten Caliman-Hargita-Zuge aus, in dem Tuffe und andere Zerspratzungsprodukte vorherrschen. Die Andesite und deren Trümmergebilde, die mindestens eine Fläche von 100 Quadratmeilen bedecken, sind die am besten erhaltenen Ruinen der einstigen Reihe von Stratovulkanen, welche das Meer Siebenbürgens begrenzten.

Athanasiu[2] (2) hat über die geologischen Verhältnisse der nordöstlichen Ecke des Caliman-Gebirges genauere Daten veröffentlicht. Nach ihm besitzt es den Charakter eines Tafelgebirges.

[1] Meist wird der ganze Zug nur als Hargita bezeichnet.

[2] Zitiert nach Koch.

Bei den Gipfeln des Lucaciu (1777 m), Pietrile rosie (1100 m) und um den Triplex confinium herum breiten sich nach Westen hin plateauartige, durch beinahe senkrechte Wände unterbrochene Ebenen aus, die immer höher ansteigen und in dem Gipfel des Timeu (1860 m) kulminieren. Die heutige Mächtigkeit der Andesitmasse des Calimangebirges veranschlagt Athanasiu auf 900 bis 1100 m. Von dem östlichen Fuße des Gebirges bis hinauf zu den Gipfeln sieht man nur horizontale Andesitlavadecken, die mit den Schichten der Andesittuffe und Breccien wechsellagern. Die ausgeworfenen Trümmerbildungen des ehemaligen Vulkans keilen sich gegen den zentralen Teil der Eruptivmasse allmählich aus, während sie nach außen hin immer mächtiger werden und den massigen Andesit stark überwiegen.

Den Verlauf der Ausbrüche erklärt Athanasiu folgendermaßen: Die Eruption begann mit reichlichen Ausbrüchen von Asche, Lapilli und Bomben, diesen folgten Lavaströme, die mit weniger starken Aschenauswürfen abwechselten. Den Schluß bildete die Ausströmung der heißflüssigen Lavamassen des Kelemen Isvor und Lucaciu, welche jedoch die ganze Tuffdecke bis zu ihren Rändern nicht bedecken konnten.

Die Andesite des Caliman-Gebirges drangen aus einem Spaltensystem von beinahe NS.-Richtung empor. Infolge der wiederholten Ausbrüche konnten sich die einzelnen, früher vielleicht getrennten Massen vereinigen und wurden schließlich zu einem weit ausgebreiteten Hochplateau. Kratere, vulkanische Kuppen und in die Länge gezogene Lavaströme sind nicht vorhanden.

Koch schätzt den Anteil des festen Eruptivgesteins in der Hargita auf höchstens 10 %. Nur ausnahmsweise findet man in der eigentlichen Hargita kleine Decken, Ströme und Gänge. Die Eruptivmassen bestehen ganz überwiegend aus wirrem, schichtungslosem Haufwerk von kopfgroßen und noch größeren Blöcken, deren Fugen von feinem vulkanischem Sand ausgefüllt sind. Die feinsten Auswurfsmassen wurden wahrscheinlich in die Seen der pontischen und levantinischen Periode getragen.

Die Ausbrüche scheinen sich hauptsächlich an Spalten nahe der jetzigen Hauptachse abgespielt zu haben, selten sind Kratere. Das Südende der Hargita ist noch heute durch lebhafte Solfataren- und Mofettentätigkeit ausgezeichnet. Als riesige Gangmauer erhebt sich hier der Büdösberg aus dem Karpathensandstein heraus.

Lörenthey[1] untersuchte bei Banoth am südlichen Ende des Hargitazuges das Verhalten der Trümmergebilde des Pyroxenandesites zu den dort entwickelten Tertiärschichten und kam zu dem Schlusse, daß die Eruption in diesem Gebiete nicht durch Lavaergüsse, sondern durch Schlammströme abgeschlossen wurde, welche auch von dem früher erstarrten Andesit kleinere und größere Blöcke mit sich rissen, ja auch verschiedene große Bruchstücke des unterneocomen Karpathensandsteins und der unterlevantinischen Schichten in sich eingeschlossen haben. Diese letzte Eruption muß gegen Ende der unterlevantinischen Stufe stattgefunden haben.

i) Basaltvorkommen am Alth-Flusse.

Nach A. Koch begannen die Basalteruptionen hier mit Auswurf von Asche, Lapilli und Bomben; dann folgte Lavaerguß, entweder auf die bereits abgelagerte Asche oder unmittelbar auf die levantinischen, sarmatischen oder mediterranen Schichten. Am längsten dauerte der Auswurf von losen Schlacken und Schlackenbomben, mit dem die Eruptionen endeten. Am bedeutendsten ist der Basaltvulkan des Bükkösd, dessen einmaliger Ausbruch im Mittellevantin (Oberpliocän) erfolgte, während die Schlammströme der Hargita sich ergossen. Die übrigen Basalte sind wahrscheinlich noch früher ausgebrochen.

k) Vlegyászastock.

Spuren und Überreste der einstigen Andesitvulkane treten als zerstreute Lagergänge oder Gangstöcke am nördlichen Rande des Bihar und in dem damit zusammenhängenden Meszeszuge auf. Sie schlossen hier die Reihe der Eruptionen, die mit den Trachyten begonnen hatten, aber als Dacitausbrüche die größte Ausdehnung gewannen. Als Hauptzeuge der Daciteruptionen erhebt sich am Rande des siebenbürgischen Beckens der Vlegyászastock. Nach A. Koch sind die Dacitvorkommen dieses Stockes, die bis tief in die Masse des Bihar-Gebirges hineinreichen, die Produkte einer lang anhaltenden Eruptionstätigkeit, welche infolge der Faltung, Spannung und Zerreißung der kristallinen Schiefermassen des Bihar- und Meszes-Gebirges stattgefunden hat. Die Eruption be-

[1] Zitiert nach Koch.

gann wahrscheinlich mit Auswurf von vulkanischer Asche, Sand und Lapilli, deren größter Teil in das siebenbürgische Binnenmeer hineinfiel.

Auch die losen Gebilde, die sich auf dem Lande angehäuft hatten, wurden allmählich abgetragen und in das Binnenmeer verfrachtet; daher finden sich die Dacittuffschichten nicht nur an der Basis des Obermediterran, sondern in allen Horizonten dieser Schichten, wenn auch nicht mehr in gleicher Mächtigkeit und Ausdehnung, ja vielleicht gehen sie auch bis in die sarmatischen Schichten hinein. Am Schluß der Daciteruption türmte sich wohl über der in SSW.—NNO.-Richtung entstandenen mächtigen Erdspalte, wahrscheinlich unter der dicken Decke der ausgeworfenen Asche und Lapilli, das empordringende zähflüssige Dacitmagma gewölbeartig auf und wurde in Spalten und Risse der Umgebung des Vlegyászastockes, besonders in die kristallinen Schiefer hineingesprengt. Hierdurch kam der infolge der Gebirgserhebung entstandene labile Zustand am Rande des Biharmassivs wieder ins Gleichgewicht.

Im Gyalu-Gebirge sind die Dacitgänge oder -Lagergänge in dem zentralen Granitstock und dem umhüllenden Glimmerschiefergewölbe massenhaft verbreitet. Auch am Rande dieses kristallinischen Schiefergebirges tritt Dacit hervor.

Im Csertás-Gebirge verteilen sich die Ausbruchspunkte des Dacits auf zwei sich kreuzende Spalten, von welchen kürzere oder längere Seitenspalten ausgehen. Hier dürfte die Eruption der Vulkane nur kurze Zeit gedauert haben und ohne Unterbrechung am Ende des Mediterran vor sich gegangen sein.

In der Gegend standen damals Sedimentschichten mit ziemlich flacher Lagerung an. Die Grenze der Wasserbedeckung ist nicht zu bestimmen. Die Mediterranschichten ruhten auf Phyllit, Eruptivgesteinen, Kalk und Sandsteinen. Beim Sinken des Wasserspiegels im Sarmaticum zieht sich das Meer aus der Gegend zurück.

Da die Dacitvorkommnisse als Ufervulkane gebildet wurden, so ist der Mangel an Trümmergebilden bei ihnen verständlich. Nur einer der Dacitvulkane hat seinen Tuffmantel erhalten. Es ist der

1) Csicsóberg,

die Ruine eines kleinen Vulkans, der submarin, nordöstlich von Dés, im Becken von Siebenbürgen entstand.

Dieser $4\frac{1}{2}$ km lange und höchstens $\frac{1}{2}$ km breite vulkanische Bergzug erhebt sich in NW.—SO.-Richtung aus dem niedrigen welligen Gebiet der obermediterranen Schichten.

Der Dacit wird unmittelbar durch dickbankige Schichten eines gelben mürben Sandsteins umrandet. Tiefer an den Abhängen, also im Liegenden, sind die klüftig schieferigen Schichten des obermediterranen Tegels aufgeschlossen, darunter findet sich eine mächtige Ablagerung des Dacittuffs. Unter diesem liegt Tonmergel des Untermediterran.

Die mächtige Dacittuffablagerung an der Basis des Obermediterrans war also längst auf dem Boden dieses Meeres niedergesunken, als mit der Eruption des Csicsóberges die Daciteruptionen ihren Abschluß fanden. Wahrscheinlich war dieser Ausbruch ein einziger und ununterbrochener.

m) Die westlichen Basaltvorkommen

bilden nach Hofmann (33) 3 höchst ähnliche Gruppen, die durch ihr analoges tektonisches Verhalten ebenso wie durch ihr übereinstimmendes geologisches Alter zu einem Vulkansysteme höherer Ordnung zu gehören scheinen.

Die bisher besprochenen Vulkane lehnen sich vorwiegend dicht an das schollig zerstückelte vorneogene Gebirge an; sie bilden z. T. sehr ansehnliche Massenergüsse, treten dicht aneinandergeschart auf und brachen meist an einigen Hauptspalten aus. Im Gegensatz dazu sind die Basalte durch zahlreiche und isolierte vulkanische Essen bezeichnet, die zumeist nur einfache Vulkane aufbauten und sich durch vereinzelte periphere Ausbrüche auf große Entfernungen, besonders in der Querrichtung, ausdehnen.

Hofmann's Anschauung folgend, vermutet auch Sigmund (65), besonders gestützt auf mineralogische Untersuchungen, einen innigen Zusammenhang der westlichen Basaltgebiete. Seine Ansicht wird von Leitmeier (42) und Hilber (27) geteilt, bestritten aber wird sie von Dreger (14) und Hoernes (30).

Die östlichste Gruppe bilden die Basalte und Basalttuffe in dem Hügellande von Waitzen und Rima-Szombát (67). Sie setzen eine in zahlreiche Einzelberge aufgelöste, von Nord nach Süd langgestreckte Zone von ansehnlicher Ausdehnung zusammen.

Die mittlere Gruppe, das

1. Bakonyer Vulkansystem (33) (hierzu Fig. 2)
erstreckt sich als ein Archipel vulkanischer Inseln über die westliche Hälfte der von NO. nach SW. streichenden Bakonykette in einer Länge von über 30 km; periphere vulkanische Ausbrüche verleihen dem Gebiet eine Breite von ungefähr 68 km. Südlich

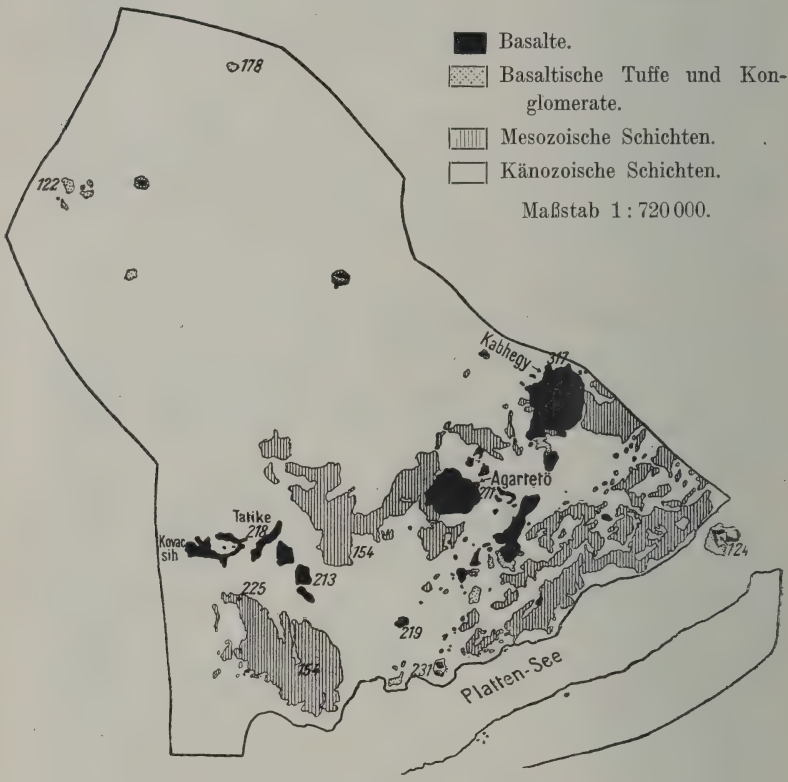


Fig. 2. Übersichtskarte der Vulkane am Plattensee (nach K. Hofmann).

endet dieses Vulkangebiet am Bruchrand des alten Gebirges. Dieses ist ein im großen einheitlich gegen NW. erhobenes altes Kettengebirge, das vorwiegend aus mesozoischen Ablagerungen besteht und durch längs und quer gerichtete Verwerfungsspalten begrenzt und vielfach schollig zerstückelt und verschoben ist. Das Gebirge erhebt sich als ein Zug massig aufragender Inseln aus den umgebenden mediterranen, sarmatischen und pontischen

(Congerien-) Schichten. Diese dringen noch wesentlich ungestört, flach gelagert aus dem Senkungsfelde des ungarischen Neogenbeckens in großen Sunden und Buchten in das Gebirge ein. Die Congerienschichten sind durch zahlreiche Fossilien als lakustre Bildungen charakterisiert und erfüllten einst zusammenhängende Talniederungen.

Statt der normalen Sedimente dieser Stufe („einer mächtigen Serie geschichteter, zuweilen zu festen Bänken erhärteter, glimmeriger Sande und Sandsteine, zu denen sich untergeordnet Schotterlagen hinzugesellen. Die Sande und Sandsteine herrschen im oberen Teile der Stufe vor, während die Tone in dem tieferen Teile überwiegen") haben sich lokal zwischen den aufragenden Massen des triadischen Kalkgebirges feste Süßwasser- und Landschneckenkalke und Mergel abgelagert, deren Zugehörigkeit zur Congerienstufe J. Boeckh (6) bewiesen hat.

Die Vulkane bilden eine große Zahl getrennter Einzelberge von sehr einfachem und übereinstimmendem Baue; teils bestehen sie aus basaltischen Tuffen, teils aus massigem Basalt, meist aber aus beiden Produkten.

Ihr Alter wurde zuerst von J. Boeckh als ungefähr gleich mit den obersten sandigen Ablagerungen der Congerienschichten festgestellt, doch kamen schon Beudant's (4) Angaben dieser Auffassung sehr nahe.

Die vulkanischen Auswürfe begannen und erreichten ihre größte Entwicklung innerhalb und am Saume der großen Sunde und Buchten. Hier entwickelten sich die Vulkane hauptsächlich an den großen Bruchrandspalten am Südsaume der Gebirgsinsel.

Vereinzelt brachen Vulkane im Senkungsgebiet des Congeriensees auf und nur wenige unbedeutende liegen inmitten der schmalen Gebirgsinsel.

Zwei kleine, höchst wahrscheinlich von selbständigen Aschenkegeln herrührende Tuffhügel ruhen unmittelbar auf dem alten triadischen Gebirge und können subäral aufgeschüttet sein; die übrigen Tuffvorkommen verraten submarine Bildung. Da die Ablagerung der losen Auswurfsmassen unter Wasser vor sich ging, bildeten sich nur flache, niedrige Aschenkegel mit weitem Krater, was sich in der Struktur der vulkanischen Berge in ihrer heutigen Erhaltung mehr oder weniger deutlich ausspricht. Durch die innige Vermengung des fein zerstäubten Aschenmaterials mit

Wasser haben die Tuffe höchstwahrscheinlich schon ursprünglich einen merklichen Grad ihrer gegenwärtigen Festigkeit angenommen, der sie geeignet machte, der späteren Zerstörung auch dort zu trotzen, wo sie nicht durch festen Basalt geschützt waren.

Die ganz oder vorwiegend aus Tuffen bestehenden isolierten Vulkanruinen stehen weit vom Ausbruchszentrum entfernt; nach Hofmann teils am Ende der vulkanischen Hauptreihen, teils auf parallelen Nebenreihen.

Hofmann nimmt an, daß ihrer extremen räumlichen Stellung auch eine zeitliche entspricht, daß sie das Absterben vulkanischer Tätigkeit bezeichnen. Ihre Aufschüttung fällt in das Unterpliocän, in die Zeit des Rückzuges des Congerienmeeres, das diese Gegend vor Beginn der vulkanischen Ausbrüche mit Freilassung einiger Inseln dauernd überzogen hatte. Das Meer war seicht; seine Tiefe vielleicht 100—150 m. Die transgressive Lagerung der Congerienstufe über den älteren Neogenablagerungen macht es wahrscheinlich, daß die Bildung der ersten Stufe mit einer allgemeinen, allmählichen, andauernden Senkung der Gegend verbunden war. Der Beginn der vulkanischen Ausbruchstätigkeit wurde also durch eine andauernde Periode allmählicher Senkung des Bodens eingeleitet. Hofmann setzt einen Zusammenhang der Ausbrüche mit dieser Senkung voraus. Als Bedingungen für das Auftreten tätiger Vulkane sieht er, der damals (1879) herrschenden Anschauung gemäß, präexistierende, tiefgehende Brüche und in der Nähe vorhandene große Wasserflächen an. Daher glaubt er, daß durch das Verschwinden des Meeres aus der Gegend das Verlöschen der vulkanischen Tätigkeit verursacht sei.

2. Steiermark.

In der östlichen Steiermark treten Quarztrachyt, Trachyt, Andesit, Basalt und weitverbreitet basaltische Tuffe auf.

In der Umgebung von Gleichenberg förderten die ersten Eruptionen Quarztrachyt; die andesitischen Quellkuppen der Gleichenberge drangen in der sarmatischen Zeit auf. Die übrigen Gesteine sind wohl bei einer einzigen Eruption gefördert worden, bei welcher jedoch Spaltungsvorgänge eintraten, die, wie Sigmund (65) nachwies, zu peripherer Differenzierung führten.

In sehr beschränkter räumlicher Ausdehnung auftretende blasige Struktur des Trachyts am Ostabhange des Bescheidkogels

und des am Gipfel des Weinkogels oder der Prangerleiten anstehenden Andesits, weist nach Sigmund auf eine supramarine Eruption hin. Die an den Flanken sich anlehnenden sarmatischen Schichten veranlassen jedoch R. Hoernes (30) zu dem Schlusse, daß die Eruption in mäßiger Tiefe des sarmatischen Meeres vor sich ging, so daß nur die höheren Teile der Quellkuppen über dem Wasserspiegel emporragten.

Die Basalteruptionen haben, wie bereits Stur (71) erwähnt, später stattgefunden als die trachytischen und andesitischen. Auf der Linie Hochstraden—Klöch scheinen Belvedereschotter den Untergrund der Basaltberge zu bilden. Westlich von Fürstenfeld sieht man den Basalttuff in den tieferen Lagen von Belvedereschotter bedeckt. Stur verlegte die Eruption in die Zeit der pliocänen Schotterbildung.

Die über eine große Fläche ausgedehnten oststeirischen Basaltvorkommen hängen mit den zahlreichen ungarischen zusammen, welche nach Norden bis zu den Basaltvorkommnissen von Kobersdorf an der ungarisch-niederösterreichischen Grenze verfolgt werden können. Sie bilden eine vulkanische Zone, „welche in einer gewissen Respektdistanz den Rand der Grazer Bucht begleitet, und wir gewinnen die Vorstellung, daß die Ursache dieser Erscheinung möglicherweise ein gegen das Ende der Tertiärzeit eingetretener Nachbruch innerhalb der Grazer Bucht sein mag" (R. Hoernes).

Nach Sigmund (65) begann die vulkanische Tätigkeit in Oststeiermark in der Mitte der sarmatischen Epoche. Die extensivste und intensivste Entfaltung trat erst nach dem Rückzuge des Congeriensees ein.

Das ungarische Meer.

Bereits am Ende der Kreidezeit war nach den neuesten Forschungen das pannonische Meer in seinen Hauptzügen fertig gebildet. Seine paläogenen Ablagerungen sind im Tieflande durch neogene und diluviale Schichten verdeckt und nur in den begrenzenden Gebirgen aufgeschlossen. Sie beweisen sowohl für das Eocän als auch für das Oligocän ein Schwanken des Meeresspiegels.

In der Graner Braunkohlenbucht gliedern sich die Ablagerungen des Eocän nach Hantken (21) in

1. eine Meeresbildung mit Nummulitenschichten;
2. „ Brackwasserbildung mit Cerithienschichten;
3. „ Süßwasserbildung mit Kohlenflözen;

die des Oligocän in:

1. eine untere marine Bildung;
2. „ brackische Bildung;
3. „ obere marine Bildung.

Im Ofen-Kovácser Gebirge zeigt das Meer im Untereocän Süßwasserkalk mit Braunkohlen. Darüber folgen brackische und Nummulitenschichten. Ein ansehnlicher Teil des Gebirges war bis zum Obereocän Festland, während der Nummulitenkalkablagerung blieben jedoch nur die höchsten Höhen frei. Die obere Oligocänstufe besteht wesentlich aus sandigen Ablagerungen und tritt nur am äußeren Rande des Gebirges auf; wahrscheinlich setzt sie sich außerhalb des Gebirges nach Norden und Westen fort.

In der Fruska Gora (39) fehlten das Eocän und die untere Hälfte des Oligocän vollständig. Das Oberoligocän ist durch kohleführende Sotzkaschichten vertreten.

Im Vértes ist nach Taeger (81) während des Untereocän festes Land. Am Beginn des Mitteleocän erreicht das Meer die Westküste und dringt bald in das nördliche Beckengebiet ein. Dort folgt auf eine untere Brackwasserbildung eine erste große Meeresablagerung. Das Meer zieht sich jedoch sehr bald wieder zurück. Es folgt eine abermalige Transgression, darauf noch einmal eine kurze Landperiode, dann erobert das Meer gegen Ende des Mitteleocän endgültig das Vértesgebirge und herrscht auch während des Obereocän. Das Oligocän wird durch eine starke Regression des Meeres eingeleitet. Während im Gran-Ofen-Piliser Gebirge die Meeresbedeckung anscheinend dauernd anhält, ist das Vértesgebirge vom Meere frei. Im höheren Unteroligocän kommt es zu einer positiven Strandverschiebung, aber bereits im Mitteloligocän hat das große Mittelmeer das Vértesgebirge wieder verlassen, und es folgt eine Festlandsperiode, welche die mittlere Oligocänzeit überdauert. In den tiefer gelegenen Gebieten dringt in der Mitte des Oberoligocän ein flaches Meer nochmals ein und es lagern sich litorale Schichten ab.

Die Basis der ungarischen neogenen Bildungen wird in Siebenbürgen durch die kohlenführenden Schichten des Schiltales, in der Ofener Gegend durch die *Pectunculus*-Sandsteine, in Steiermark,

Krain, Kroatien und Slavonien durch die sogen. Sotzkaschichten dargestellt. Es sind dies Ablagerungen von vorwiegend sandigem und mergeligem Charakter, welche häufig Kohlenflöze führen und sich in ihren marinen Gliedern durch eine eigentümliche Mengung von oligocänen und miocänen Formen, in ihren brackischen durch das massenhafte Auftreten vom *Cerithium margaritaceum*, *C. plicatum* und *Cyrena semistriata* auszeichnen. In der Ofener Gegend, in Steiermark und Krain, schließen sich diese aquitanischen Bildungen auf das innigste an die Eocänbildungen an, machen alle Störungen derselben mit und werden von den Neogenbildungen überlagert. Sie entsprechen zeitlich der unteren oder oligocänen Meeres- und Brackwassermolasse Süddeutschlands.

Die Sedimente der letzten, neogenen Meere, finden wir an der Oberfläche Ungarns nur auf einem kleinen Gebiete in der Umgebung von Ofen aufgeschlossen. Es sind hier alle neogenen Stufen, die mediterranen, sarmatische (unser Miocän) und die pontische und levantinische (unser Pliocän) in konkordanter Lagerung vertreten (19, 30, 45, 72, 73).

Am Beginn des Miocän war das ungarische Becken ein Teil jenes Mittelmeeres, das sich durch die Mitte Europas und Asiens erstreckte und sich hier sicher bis nach Persien hin verfolgen läßt. Die Absätze des mediterranen Meeres bestehen in Ungarn aus einer Wechsellagerung von tonigen und sandigen Schichten, doch finden sich an den Ufern auch Riffbildungen (Leithakalk). Zwischen diesen Schichten lagern die mächtigen Trachyt- und Andesittuffe. Während der mediterranen Zeit fanden in Österreich, Westungarn und Steiermark große Einbrüche statt. Die inneralpine Niederung sank ein — Alpen und Karpathen wurden voneinander getrennt —, der östliche Abbruch der Alpen mit der Bucht von Graz und Landsee und wahrscheinlich auch die innerkarpathischen Einbrüche wurde gebildet. In diesen gesunkenen Gebieten lagerten sich zuerst blätterführende, kohlenreiche Schichten ab.

Nach seinem großen Vorstoß im Anfang des Miocän verlor das Mittelmeer an Gebiet und erreichte auch in Zeiten positiver Niveauveränderungen nicht wieder die ehemalige Ausdehnung.

Im Mittelmiocän (II. Mediterranzeit) hing das ungarische Becken noch durch den schmalen Meeresarm, der am Nordrand der Alpen Süddeutschland durchzog, mit dem Mittelmeer zusammen. Im Obermiocän hörte diese Verbindung wahrscheinlich

infolge der Erhebung der Alpen auf. Jetzt, in der sarmatischen Zeit, erstreckte sich das Meer Ungarns nur bis in die Buchten von Graz und Wien, drang nach Mähren ein und reichte über den Aralsee hinaus. Das Wasser war noch schwach salzig. Es lagerten sich vorwiegend Tone und Sande, an den Ufern Kalke (Cerithienkalk) ab.

Die Grenze zwischen Miocän und Pliocän (sarmatische und pontische Zeit) bringt nach E. Suess (72) das Maximum des Zurückweichens des Meeres, und das ungarische Senkungsfeld bildet einen Teil des brackischen, pontischen Binnensees, dessen Ausdehnung ungefähr der des sarmatischen Meeres gleicht. Tonschichten lagern sich ab, entlang der Ufer Sand und Schotterschichten und in einzelnen geschlossenen Becken mächtige Lignitflöze. Während der pontischen Zeit verlor der brackische See, der sich allmählich aussüßte, bedeutend an Umfang, er zerfiel in mehrere Teile — die Süßwasserseen der levantinischen Zeit.

Die Ausdehnung des ungarischen Neogenmeeres hat nach Lóczy (45) 200 000 qkm erreicht; es war demnach nicht halb so groß wie der Kaspische See. Zahlreiche Inseln gliederten das Meer. Längs des Strandes und auf den Inseln bauten sich die zahlreichen Vulkane auf.

Die geographischen Verhältnisse Ungarns zur Zeit des Neogenmeeres können nach Lóczy aus den heutigen morphologischen und Naturverhältnissen Japans und der Philippinen geschlossen werden; doch sind nach Suess schon die heutigen Verhältnisse an der Westküste Italiens geeignet, ein Bild vom neogenen ungarischen Meere und seinen Küsten und Inseln zu geben.

Beziehungen zwischen den ungarischen Vulkanen und dem ungarischen Meer.

Vergegenwärtigen wir uns den Zustand des Meeres zur Zeit einiger der wichtigsten Eruptionen.

Die Andesiteruptionen im Ungarischen Mittelgebirge fanden statt im Intermediterran, vor der Überflutung der II. Mediterranstufe.

Weiter im Osten finden wir die Daciteruptionen zur Zeit des II. Mediterrans.

Die Andesite Siebenbürgens erscheinen zuerst in der sarmatischen Periode. In der Hargita dringen die Andesite auf, als das pontische Meer sich zurückzieht. Seine letzten Aschen fallen in die

levantinischen Reliktenseen. Im Bakony sind die Ausbrüche gleichzeitig mit dem Rückzuge des Congerienmeeres.

Irgendeine Gesetzmäßigkeit, die auf einen ursprünglichen Zusammenhang der Eruptionen mit dem Meere hinweisen könnte, scheint nicht vorhanden zu sein, denn wenn wir annehmen, daß die Nähe des Meeres Vorbedingung für die vulkanische Tätigkeit war, so ist schwer verständlich, warum im Paläogen wesentliche vulkanische Ausbrüche fehlen.

Welche anderen Ursachen können den Vulkanismus hier bedingt haben?

Vielfach wird er als Begleit- oder Ergänzungserscheinung der Faltung der Karpathen angesehen. Da sich aber herausstellte, daß die Karpathen schon vor dem Mitteleocän gefaltet waren, so schien dieser Zusammenhang nicht möglich, bis man mehrere Faltungsperioden kennen lernte. Daß die Hauptfaltung nicht mit Eruptionen in Verbindung stand, erklärt sich Sawicki (59) dadurch, daß die Faltung tief in der Erdkruste unter einem gewaltigen Drucke der auflastenden Gesteinsmassen stattfand, der dem eruptiven Magma nicht gestattete, an die Oberfläche zu treten.

Uhlig (85) fand eine gewisse zeitliche und örtliche Beziehung zur jüngeren Faltung der äußeren Sandstein- und Salztonzone. Die Eruptionen durchdrangen nur in schwachen, fast verschwindenden peripheren Ausläufern das gefaltete Sandsteingebirge und sind sonst gänzlich auf die inneren Regionen beschränkt, in der das Alttertiär nicht oder kaum gefaltet, dagegen teilweise gebrochen und gesenkt ist.

Den Faltungen in den Außenzonen der Karpathen entsprechen die Senkungen des pannonischen Beckens, welche während des ganzen Tertiär stattfanden und wahrscheinlich auch noch heute andauern. Unterbrochen wird diese zu verschiedenen Zeiten verschieden starke Bewegung durch Stillstandsperioden. Zeiten erhöhter Bewegung sind zugleich solche starker Eruptionen gewesen.

Die ersten Anzeichen vulkanischer Tätigkeit, Tuffe und Fragmente eines Trachyts im Ofen-Kovácsier Gebirge, liegen in den obereocänen Nummulitenkalken, deren Ablagerung durch eine Senkung des Gebirges eingeleitet wurde. Die ersten Eruptionen im westlichen Siebenbürgen, in der Gegend von Klausenburg, hat Koch mit den dortigen gleichzeitigen Bodenbewegungen in Beziehung gesetzt.

Den zeitlichen und kausalen Zusammenhang zwischen den bedeutenderen, jüngeren Krustenbewegungen und den wichtigsten Eruptionen hat kürzlich Sawicki (59) nachgewiesen. Das Ausmaß der Bewegungen war nicht überall gleich, die miocänen scheinen im Westen etwas intensiver zu sein als die sarmatischen. Im Osten waren dagegen die pliocänen Bewegungen die stärksten. Es scheinen demnach die letzten bedeutenderen Krustenbewegungen jünger zu sein, je mehr wir uns dem Osten nähern. Auch das Ausmaß der Bewegungen wächst gegen Osten und verschiebt sich auf die jüngeren Bewegungen. Dieses Wandern der Krustenbewegungen entspricht der im selben Sinne erfolgenden Verschiebung des Faltungsprozesses. In Mähren und Westgalizien ist nur das älteste Miocän gefaltet, in Ostgalizien auch das jüngere Miocän und in Rumänien das Sarmaticum und auch das Pliocän.

Analog dieser Wanderung der Bodenbewegung nach Osten ist die von Uhlig festgestellte der Vulkane, die im Intermediterran im ungarischen Mittelgebirge auftreten, in der sarmatischen Zeit weiter im Osten erscheinen und im Pliocän in Südsiebenbürgen in Tätigkeit sind. Die Eruptionen fanden meist längs des Strandes oder auf Inseln statt, d. h. an den Rändern des Senkungsfeldes und der stehengebliebenen Horste. In gewaltigen Massen wurde das Magma in den Bruchrandgebieten aufgepreßt; vereinzeltere Ausbrüche finden sich im gesunkenen Gebiet und auf den benachbarten, festgebliebenen Schollen (Csicsó, Cserhát, Bakony etc.).

Die ungarischen Vulkane erweisen sich demnach als abhängig von Bodenbewegungen, besonders Bodensenkungen, und dieses erklärt ihre Lage am Meere, das von den gleichen Erscheinungen abhängig ist, da es jede zugängliche Senke erfüllt. Während des Paläogen war das ungarische Meer ein Teil des großen Mittelmeeres. Im Obermiocän verlor es im Westen den Zusammenhang mit diesem Meere, und am Schlusse der levantinischen Zeit war die letzte Verbindung mit dem offenen Meere verloren gegangen. Die großen allgemeinen Meeresbewegungen machten sich hier durch zeitweiliges Vordringen und Rückschreiten geltend; auf den Vulkanismus wirkten diese Erscheinungen so wenig ein, wie das allmähliche Austrocknen des Beckens[1].

[1] Auf der Skizze ist versucht, die den Haupteruptionen gleichzeitige ungefähre Meeresgrenze anzudeuten.

II. Böhmen.

Übersicht.

Die böhmischen Eruptivmassen liegen zumeist in der Senke, die im N. vom Erzgebirgsrande begrenzt wird: die Vulkane des Böhmischen Mittelgebirges und des Duppauer-Gebirges, der Kammerbühl und der Eisenbühl. Die Ausbruchsstellen sind jedoch auch weit über die Grenzen der Senke hin verstreut. Zahlreiche Basaltkuppen sind den flachen Wellen des Erzgebirges aufgesetzt. Vereinzelte Basaltdurchbrüche werden in den böhmischen Steinkohlengebieten (z. B. bei Neumarkt) angetroffen; vielleicht reichen die äußersten Ausläufer im SW. bis nahe an das paläozoische Kalkgebiet Mittelböhmens bei Beraun. Nach Westen finden die böhmischen Eruptivmassen ihre Fortsetzung in den vielen Basaltkuppen, welche durch das ganze Fichtelgebirge reichen und sich im Reichsforst zu größeren Berggruppen zusammenschließen.

Im mittleren Oligocän bestand im nördlichen Böhmen ein ausgedehntes Süßwasserbecken, das nach Hibsch (92) im nördlichen Teile meist sandige, im südlichen tonige Sedimente ablagerte. Der Beckengrund wurde von oberturonen Mergeln gebildet, deren Hangendoberfläche am SO.-Rande des Beckens heute bis 500 m, am NO.-Rande bis 420 m reicht.

Über den oligocänen Sedimenten, welche im südlichen Teile bis 100 m, im nördlichen bis 200 m mächtig sind, ruhen die älteren oligocänen Eruptivmassen. Während der Ausbrüche und nach denselben senkte sich der westliche Teil des Beckens, wodurch im Laufe des Untermiocän ein zweites jüngeres Süßwasserbecken gebildet wurde. Dieses Becken reicht östlich nur bis in die Umgebung von Aussig, seine Südgrenze liegt etwa in der Linie Groß-Tschochau—Kostenblatt. Die Nordgrenze verläuft parallel dem Erzgebirge und wird durch steil aufgerichtete Oligocänsandsteine von diesem getrennt. Die Ablagerungen dieses Beckens bestehen vorzugsweise aus Tonen und Sanden mit einem sehr mächtigen Braunkohlenflöze.

Die miocänen Sedimente sind gleichfalls von Eruptivgebilden durchbrochen, bezw. überlagert. Auch entlang den Rändern des miocänen Beckens erstrecken sich jüngere Eruptivmassen, doch tragen diese nur wenig zum Aufbau des Gebirges bei.

a) Das Böhmische Mittelgebirge

ist seit Hibsch's Untersuchungen, dessen Ausführungen ich in der Hauptsache folge, am besten bekannt. Infolge starker und unregelmäßiger Abtragung ist es besonders am Rande zerrissen und in viele einzelne Kuppen, Kegel und Berggruppen aufgelöst. Nur im zentralen Teile besitzt es noch einen größeren Zusammenhang. Wohlerhaltene Kratere, Aufschüttungskegel, Lavaströme und andere vulkanische Oberflächengebilde fehlen. Nur zahlreiche Decken von Basalten und Tephriten sowie ausgedehnte Tufflager sind erhalten; Intrusivkörper sind reich vertreten. Es herrscht ein großer Reichtum verschiedener Eruptivgesteine. Den Basalten kommt die allgemeinste Verbreitung zu, ihnen schließen sich die Phonolithe an.

Im Oberoligocän fielen die vulkanischen Aschen in das Wasserbecken Nordböhmens und bildeten mit den Sanden und Tonen Tuffite. Durch die Eruptionen wurden jedoch die Zuflüsse der Seen abgeleitet, so daß über den Tuffiten rein vulkanische Tuffe und sonstige Eruptivgebilde sich ablagerten, die im östlichen Teil des Beckens stellenweise noch heute eine Mächtigkeit von 400 m erreichen.

b) Das Duppauer Gebirge

besteht hauptsächlich aus übereinandergeschichteten Lagen von Basalten und deren Tuffen. An der Peripherie treten auch Phonolithe auf. Im Zentrum des Gebirges wurde durch Becke (88) und Hibsch (95 a) ein Theralithstock mit radial ausstrahlenden Gängen camptonitischer und bostonitischer Gesteine nachgewiesen. Wahrscheinlich war hier ein Zentralkrater vorhanden, der auch heute noch das Gebiet beherrscht. Die einzelnen Kuppen, in die sich das Gebirge randlich auflöst, sind durch die Erosion losgelöste Teile der dem Urgebirge aufruhenden Ströme.

c) Kammerbühl und Eisenbühl.

Im Becken von Eger liegt der Kammerbühl (110), ein kleiner, isolierter Stratovulkan, der seit den Anfängen wissenschaftlicher Geologie besondere Aufmerksamkeit erweckte. Ein Teil des Kampfes zwischen Neptunisten und Plutonisten hatte ihn zum besonderen Gegenstande. Einen ähnlichen, kleinen Stratovulkan bildet der 8 km südlich gelegene Eisenbühl. Beide Vulkane gelten als quartär.

Beziehungen zwischen den böhmischen Vulkanen und dem Meere.

Gleichzeitige Meeresablagerungen treten im böhmischen Vulkangebiet nicht auf.

Marines Oberoligocän ist im östlichen Teile des norddeutschen Tieflandes bei Priorflies, Rackow und Groß-Strobitz bei Kottbus gefunden. In der Gegend von Leipzig soll nach Credner (162) und Etzold (90) südlich von Böhlen-Rötha und östlich von Liebertwolkwitz das marine Oberoligocän in augenscheinlich brackische Strand- und Flußgebilde übergehen. Von dieser, dem Vulkangebiet zunächst gelegenen Grenze des oberoligocänen Nordmeeres würde die Entfernung der Haupteruptionspunkte 150 km betragen.

Spuren des neogenen Südmeeres (118), die von Ortenburg am Bayrischen Walde sich über Linz, Wallsee, Melk, Wiedendorf bei Krems, Eggenburg, Horn nach Mährisch-Budwitz erstrecken, treten hier auf das böhmische Gebiet über und zeigen in den Vorkommen von Trebitsch, Nedtwieditz, Wildenschwert, wie weit nach N. die Überflutung des südöstlichen Böhmens zur Zeit der größten Ausdehnung des Mittelmeeres reichte. Über Loschitz und Freudental führt die Grenze nach Schlesien und verläuft nach F. Roemer (114) etwa über Hohndorf, südlich Neustadt nach Krappitz a. O. und von dort längs eines W.—O. streichenden Muschelkalkzuges nach Tarnowitz. Die Hauptmasse des Duppauer Gebirges liegt etwa 190 km, die des Böhmischen Mittelgebirges 160 km von den Grenzen dieses Meeres entfernt.

Da aber kleinere vulkanische Ausbrüche weit über das Massiv verbreitet sind, so lagen solche auch dem Meere näher, wohl auch an der Küste, z. B. finden sich bei Ostrau in den Hangendschichten der Kohlen unter den Meeressedimenten basaltische Tuffe mit großen Meeresconchylien.

Größere und kleinere Süßwasserbecken dagegen haben die nordböhmische Senke zur Zeit der ersten Eruptionen erfüllt; doch dauerten die vulkanischen Ausbrüche auch noch an, als die Seen, zu deren Aufschüttung die vulkanischen Massen viel Material geliefert hatten, wieder verschwunden waren.

Das Gebiet des Böhmischen Mittelgebirges und seiner Umgebung war seit alter geologischer Zeit der Schauplatz vulkanischer Tätigkeit. Die wahrscheinlich kambrischen Tonschiefer im Elbtale

nordwestlich von Tetschen enthalten Lagergänge von Diabas. Während des Jungpaläozoicums brachen in Nordböhmen Granite aus. Nach Katzer (107) hat von SO. wirkender Druck seinen Einfluß auf die böhmische Masse schon seit vorcarbonischer Zeit ausgeübt. Die durch diesen Druck entstandenen tektonischen Störungen werden mit dem gleichzeitigen Ausbruch vulkanischer Massen in ursächlichen Zusammenhang gesetzt.

Während des Tertiärs senkte sich der Norden Böhmens und brach vom Erzgebirge ab. Die Gesamtsprunghöhe erreichte stellenweise 1000 m. Die Hauptmasse des im Senkungsgebiet zusammengepreßten Magmas drang dicht am Rande des Erzgebirgsbruches auf; es benutzte also bei seinem Weg durch die Erdrinde die durch den Abbruch gebildeten schwächsten Stellen der Zerrüttungszone. Eine große Zahl peripherer Ausbrüche fand sowohl im gesenkten Gebiet als auch auf den Horsten statt.

Anhang: Die quartären Vulkane von Freudental in Mähren.

Anhangsweise seien die Freudentaler Vulkane erwähnt, die von Jahn neu beschrieben wurden. Entgegen der Ansicht Tietze's, daß hauptsächlich Masseneruptionen die Basalte förderten, stellt Jahn (98) fest, daß der Köhlerberg (678 m), der Venusberg (656 m), der Große (780 m) und der Kleine (775 m) Raudenberg echte, erloschene Stratovulkane sind. Sie besitzen mächtige Anhäufungen von Auswürflingen, die stellenweise noch 30—50 m mächtig sind und senden Lavaströme aus. Die obersten Kuppen der Berge bestehen aus Schlacken und losen Auswürflingen. Jahn glaubt, daß diese die Stelle der einstigen Kratere einnehmen.

Bisher galten diese Eruptionen für oligocän. Jahn fand aber im Untergrunde der Basalte von Freudental auf primärer Lagerstätte einen miocänen Tegel mit Foraminiferen, ein Denudationsrelikt. Demnach sind die Eruptionen postmiocän (99). Umgelagerter miocäner Ton ruht im Liegenden des Basalts im Hirtengarten bei Friedland an der Mohra. Der Ton liegt auf präbasaltischem Quarzschotter, der mit postglazialem Schotter des Gebietes übereinstimmt, ebenso mit dem präbasaltischen Schotter vom Köhlerberg, Venusberg, Großen und Kleinen Raudenberg und Rotenberg. Jahn schließt nach diesen Lagerungsverhältnissen für die Vulkane um Freudental auf jungdiluviales Alter. Die Eruptionen

des Hirtengartenvulkans dürften in die Zeit „zwischen Bildung der Hoch- und der Niederterrasse fallen. Ob auch die präbasaltischen Schotter der übrigen oben erwähnten Vulkanberge des Niederen Gesenkes das Alter der Hochterrasse besitzen, wird erst eruiert werden müssen"! (98). Einen Beweis für das junge Alter der Vulkane sieht Jahn auch darin, daß selbst die höchsten Gipfel heute noch aus sehr mürben und lockeren Schichten feiner und leichter Lapilli, Aschen und Sande aufgebaut sind.

Den Freudentaler Vulkanen zunächst liegt heute die Adria mit einer Entfernung von etwa 660 km. Weder in quartärer Zeit, da die Meeresgrenzen den heutigen ungefähr gleichkamen, noch im Pliocän, als das Meer noch in Italien und Griechenland flutete, lag die Küste den Vulkanen näher.

Ob die Eruptionen mit den nachmiocänen Niveauveränderungen ihrer Gegend in ursächlichem Zusammenhange stehen, muß noch entschieden werden.

III. Die Vulkane des französischen Zentralplateaus.

Übersicht.

Diese Vulkane bilden eine Reihe von Gebirgen, die sich fast ununterbrochen von Süden nach Norden über eine Länge von 150 km ausdehnen und eine Oberfläche von mehr als 8000 qkm bedecken. Sie haben sich mit verschiedenen Unterbrechungen vom Miocän bis zum Quartär aufgebaut.

Die Vulkane sind einer weiten, geneigten Ebene aufgesetzt, deren höherer, von den Cevennen gebildeter Rand steil gegen das Rhônetal abfällt, während sie sich sanft zu den Ebenen der Loire und Garonne senkt.

Hauptsächlich drei Formationen setzen diese Platte zusammen (126): 1. Kristalline Schiefer: Gneis, Glimmerschiefer etc., die in jeder Richtung von eruptiven Gesteinen, von Graniten, Porphyren, Porphyriten etc., durchbrochen werden. 2. Züge von jungpaläozoischen Kohlenlagern, die in die herzynischen Falten der vorhergehenden Schichten eingelagert sind. 3. Oligocäne, lakustre Sedimente, die sich in den großen Talsenken breit ausdehnen und ziemlich hoch an den Seiten der Horste hinaufziehen.

Die Vulkane sind auf den Raum eines Dreiecks zusammengedrängt (138), dessen Spitze im Allier-Tal zwischen Vichy und

Moulins liegt, dessen westliche Seite durch den NNO. streichenden Carbonzug Noyant—Pontaumur—Champagnac und dessen östliche Seite durch den NNW. verlaufenden Forez-Bruch gebildet wird; als Basis dienen die großen W.—O.-Verwerfungen, die G. Fabre im Jura der Causses nachgewiesen hat (126a). Die ältesten miocänen Eruptionen liegen vorwiegend an der Basis, die jüngsten an der Spitze des Dreiecks. Im Rahmen dieses Dreiecks biegt das paläozoisch-archaische Grundgebirge aus dem NO.-variskischen in das NW.-armorikanische Streichen um.

Während des Mesozoicum war fast das ganze Massiv Festland und wurde in eine Rumpffläche verwandelt.

Als im Beginn des Oligocän das Pariser Becken sich allmählich senkte, wurde die schon im Mesozoicum und Eocän geringere mittlere Höhe des Zentralmassivs weiter erniedrigt. Die großen Senken des Landes wurden von Seen erfüllt, die mehr oder weniger direkt miteinander in Verbindung standen. Da ihr Wasserstand wenig höher war als der des Pariser Meeres, so überschwemmte dieses oft einen Teil des Gebietes, das von den lakustren Wasserflächen eingenommen war, wodurch diese zeitweise in Lagunen verwandelt wurden.

Nach Ausfüllung der oligocänen Seen mäandrierten die Flüsse über ein völlig plattes Land, bis vom oberen Miocän an das Zentralplateau von den alpinen Störungen mitbetroffen wurde. Elie de Beaumont und neuerdings Michel-Lévy haben festgestellt, daß das Zentralplateau im Zusammenhange mit der Entstehung der Alpen weite flache Faltungen erlitten hat. Das Tal der Rhône, der Loire und des Allier entsprechen Synklinalen. Die Berge zwischen Saône und Loire, zwischen Loire und Allier, endlich das ursprüngliche Plateau zwischen Allier und dem carbonischen Zug von Noyant—Champagnac scheinen antiklinale Wölbungen zu sein. Einige vulkanische Gruppen haben sich auf den höchsten Stellen der Gewölbe gebildet: Mézenc, die Velay-Kette, Aubrac, Chaîne des Puys. Doch sind diese Vulkangebiete in bezug auf ihre Ausdehnung und Mächtigkeit die weniger bedeutenden. Die einzelnen Ströme haben sich hier nebeneinandergelagert, während sie z. B. im Cantal und Mont-Dore, die sich symmetrisch auf die Abhänge der kristallinen Kette des Cézallier aufgebaut haben, übereinanderliegen und dadurch stellenweise eine Mächtigkeit von 1000 m gewinnen (126).

Wie die Krustenbewegungen, so dauerten auch die vulkanischen Ausbrüche vom Miocän durch das ganze Pliocän und einen großen Teil des Quartär. Das Magma brach entweder an vereinzelten Punkten aus oder längs Brüchen, wobei sich Bergketten bildeten, oder es drang lange Zeit an derselben Stelle oder an dicht benachbarten Orten auf und häufte hohe Berge. Im ganzen werden 15 Vulkangebiete unterschieden. Die bedeutendsten, Cantal und Mont-Dore, müssen bis 3000 m hoch gewesen sein, während sie jetzt nicht 2000 m erreichen.

Die ältesten Vulkane sind die hauptsächlich miocänen der Limagne- und der Sioule-Kette. Darauf folgen die zum großen Teil pliocänen des Mont-Dore, Cantal und Velay; die jüngsten sind die der Chaîne des Puys.

Wir beginnen die Betrachtung der einzelnen Vulkangebiete mit der

a) Limagne,

die neuerdings von Glangeaud (132), dessen Ausführungen ich hier zumeist folge, und Giraud (128) eingehend untersucht wurde.

Die Limagne bildet einen großen Graben, der zwischen Forez und Livradois im Osten und die kristalline Unterlage der Chaîne des Puys und des Mont-Dore im Westen eingesenkt ist. Dieser große Einbruch von mehr als 120 km Länge und 30—40 km Breite wird auf der ganzen Länge vom Allier durchflossen.

Nur im Süden der Limagne finden sich Vulkane. Hier gibt es nicht weniger als 100 Ausbruchstellen, die mehr als 60 Hügel bilden. Die vulkanischen Massen erscheinen als fast horizontale Basaltdecken, Reste von Strömen; als Basaltkuppen, mutmaßlich die alten Schlote; als mehr oder weniger rundliche Tuffhügel, Ausfüllungen von Durchbruchsröhren.

Mit dem Oligocän begannen die Senkungsvorgänge in der Limagne und vom Mittelmeer aus drang ein Fjord über die noch nicht gehobenen Cevennen bis Clermont in das Land ein.

Die Abtrennung vom Meere durch Aufwölbung der Cevennen und allmähliche Vertiefung und Verlängerung des Grabens nach Norden führten zu einer brackischen und lakustren Phase und zu einer Verbindung mit dem Pariser Becken. Im Mitteloligocän bilden die Limagne und die übrigen Senken des Zentralplateaus Binnenseen. Das Wasser zeigte in dem ungefähr 40 km langen

Graben nur geringe Tiefe, doch haben infolge der fortdauernden Senkung die oligocänen Sedimente, Arkosen, Mergel und Kalke eine Mächtigkeit von mehr als 1000 m erreicht. Am Ende des Oligocän lag die Limagne trocken und im Miocän beginnt die heute noch andauernde fluviatile Periode.

Die während des Obermiocän besonders starken Krustenbewegungen des Zentralplateaus lassen sich nach Glangeaud am besten in der Limagne verfolgen, wo sie ein Ausmaß von 500—1000 m erreichen. Am wichtigsten und topographisch am besten ausgeprägt sind die NS. streichenden Brüche, an denen die Limagne treppenförmig eingesunken ist. Die Vulkane sitzen z. T. auf solchen Brüchen auf, einer der typischsten Vulkane dieser Art ist der Gravenoire, der auf dem größten vom Magma benutzten Grenzbruche der Limagne liegt. Auf Parallelbrüchen, welche den Oligocän-Untergrund zerstückeln, steigen die berühmten Quellen von Royat und Clermont auf.

Glangeaud (132) zählt 7 Ausbruchsperioden, die sich zwischen die Flußsande mit *Melanoides Escheri*, *Melanopsis Hericarti* Dollf. von Gergovie (Burdigalien = Untermiocän) und die pleistocänen Ablagerungen mit *Elephas primigenius*, *Cervus tarandus* usw. von Sarlièvе einschieben.

Die alten Vulkane der Limagne haben z. T. ihr eruptives Aussehen verloren. Ihre Ströme, die sich in Täler ergossen hatten, bilden heute Hügeloberflächen, die jüngeren beweisen durch ihr Aussehen jedoch noch heute ihren Ursprung.

b) Die Sioule-Kette.

Von der Limagne durch die Kette der Puys getrennt, erstrecken sich von SSW. nach NNO. angeordnete Vulkane, die zumeist mit denen der Limagne gleichalterig sind. Sie liegen im Tale der Sioule, das im Oligocän von einem See erfüllt war. Auf einer Längserstreckung von 35 km besitzt die Vulkankette 20 Ausbruchsstellen, die auf carbonischen Brüchen angeordnet sind, welche durch die miocänen Bewegungen wieder geöffnet wurden.

Aschen- und Basaltdecken verschiedener Zusammensetzung wechsellagern miteinander.

Die alten Vulkane bilden heute basaltische Plateaus und Kuppen (ähnlich denen der Limagne), die das Tal der Sioule um

150—200 m überragen, während einst ihre Ströme in den Flußbetten lagen.

Am besten erhalten sind die Vulkane von La Botte, Beaufort und Mont Cognol. Der erste weist mehr als 10 Basaltdecken auf, die mit Aschentuffen wechsellagern. Die Basaltströme überdecken Granit, Cambrium und stark gerötete sandige Tone des Oligocän. Sie haben eine Neigung nach Osten und Norden. Der Vulkan von Beaufort weist 6, der von Mont Cognol 5 Decken auf. Im Pliocän wurden einzelne Basaltdecken durch neue Bodenbewegungen zerstückelt. Am Ende des Pliocän und am Anfang des Pleistocän öffneten sich manche Schlünde von neuem.

Auf der langen Sioule-Kette treten noch Mineralquellen und Kohlensäureexhalationen auf.

c) Der Mont-Dore.

Dieses Massiv ist die Ruine eines großen Vulkanes, der hauptsächlich während des Pliocän aufgebaut wurde (126). Das vulkanische Material bedeckt eine Oberfläche von 900 qkm (sechsfache Größe des Vesuv). Es ist ein flacher Kegel von ungefähr 42 und 30 km Basisdurchmesser, dessen Seiten von radiär ausstrahlenden Tälern zerschnitten sind. Der Puy de Sancy (1886 m) ist der höchste Gipfel des Mont-Dore und des ganzen Zentralfrankreich.

Die vulkanischen Erscheinungen haben mit Ausbrüchen von Rhyolith, Phonolith und trachytischen Aschen im Miocän begonnen. Darauf folgten im Pliocän Aschen und Lavaströme der Andesite, Trachyte, Phonolithe und Basalte. Bei Perrier findet man in den Flußablagerungen, welche die nach Boule mittelpliocäne, in Deutschland vielfach als Oberpliocän angesehene Säugetierfauna des *Elephas meridionalis* enthält, Gerölle aller Eruptivgesteine des Mont-Dore mit Ausnahme der Basalte. Somit sind nur diese jünger als die Fauna von Perrier. Als im Quartär die Chaîne des Puys sich bildete, drangen in dem bereits halb zerstörten Mont-Dore nochmals Laven auf.

Außer anderen weniger wichtigen gibt Michel-Lévy (138) zwei Hauptzentren an, während Glangeaud (134) deren drei annimmt. Der größte Teil des Massivs wird durch lose Auswürflinge jeder Art, von feinster Asche bis zu riesigen Blöcken, gebildet. Darüber lagern gewaltige Ströme von porphyrischem Trachyt und Andesit,

die den größten Teil der Gipfel des Massivs zusammensetzen. Am Schlusse der Eruptionsepoche brachen die Basaltströme aus. Das kristalline Grundgebirge wird von Bruchsystemen durchsetzt. Einige Brüche sind besonders gut zu verfolgen, z. B. der von Bourboule. Auf dieser Spalte treten, wie in der Limagne, auch Mineralquellen auf. Im Westen dieser Spalte erhebt sich der Granit bis 1100 m; im Osten liegt er bei 830 m.

Wahrscheinlich hat die Senkung des Gebietes hier die vulkanischen Massen in die Höhe gedrückt. Diese Senkungszone scheint sich weiter bis unter die Hauptausbruchsstellen fortzusetzen und schließt eine Reihe von verschieden tief gesunkenen Teilen ein.

Der Mont-Dore wird vom Cantal durch den Cézallier getrennt; dieser ist ein basaltisches Plateau, welches fast überall die Gneise eines altkristallinischen Gebirgsrückens bedeckt. Wahrscheinlich begannen seine Ausbrüche im Miocän und dauerten bis zum Pliocän.

d) Der Cantal.

Der Cantal ist bei weitem die bedeutendste vulkanische Erhebung Frankreichs. Sein Durchmesser beträgt 60—80 km, sein Umkreis 250 km, und seine Masse gleicht der zehnfachen des Mont-Dore. Seine höchsten Erhebungen bilden einen Kranz von hohen Bergen, „Puys“, welche die Reste des alten Kraterrandes von 30 km Umfang darstellen. Die höchsten dieser Berge sind Plomb du Cantal (1858 m), Puy Mary (1806 m) und Puy Chavaroche (1744 m). Aus diesem Krater ergossen sich die meisten Lavaströme.

Die große Masse des Vulkans wird von einer Andesitbreccie gebildet, in die kompakte Ströme von Andesit und Basalt eingelagert sind. Diese bis 1000 m mächtige Breccie ist je nach ihrer geringeren oder größeren Entfernung vom Krater verschieden ausgebildet. In der Nähe der Ausbruchsstelle besteht sie aus Andesitblöcken, die durch eine mehr oder weniger veränderte Glasmasse verkittet sind. Weiter vom Krater entfernt besitzt sie tuffiges Zement und enthält Blöcke aller Art und Größe von vulkanischen Gesteinen, Kalken, Sanden, kristallinen Schiefern usw.

Das Liegende der vulkanischen Massen bilden Granite, Gneise, Glimmerschiefer und im Norden oligocäne Sedimente, in der Umgegend von Aurillac quarzitische Sande mit der *Hipparion*-Fauna,

die in Frankreich als obermiocän gilt, während sie in Deutschland zumeist als unterpliocän angesehen wird. Da auch in den Auswürflingen miocäne Säuger- und Pflanzenreste eingeschlossen sind, so sind die Ausbrüche nicht älter als Unterpliocän. Quartäre Eruptionen fehlen.

Wie in der Limagne und im Gebiete des Mont-Dore ist der Untergrund durch Brüche in einzelne Stufen zerlegt. Die gleichen Schichten liegen im Zentrum 1100 m, bei Aurillac nur 600 m hoch.

e) Chaîne des Puys.

Die Chaîne des Puys ist eine der besterhaltenen Vulkangruppen Europas (126, 131). Die ungefähr 60 Vulkanhügel und mehr als 100 Eruptionsschlünde nehmen von Süden nach Norden etwa eine Länge von 90 km ein und beherrschen die beiden alten tertiären Becken der Limagne und der Sioule. Die Vulkane liegen nicht auf der Höhe, sondern am westlichen Abhange des Gebirgsrückens. Nach Westen dehnten sich die Ströme zu einer Reihe von Decken aus; nach Osten konnten sie nur durch schmale Gebirgsschluchten überfließen.

Glangeaud (131) unterscheidet 8 Typen von Vulkanen:

1. Eruptivspalten, längs deren die Lava ergossen ist (Spalten von Nébouzat, Beaunit u. a.).
2. Schlackenkegel ohne Ströme (ziemlich häufig).
3. Schlackenkegel mit einem einzigen Krater und an der Basis einem, zwei oder mehreren Lavaergüssen (der häufigste Fall).
4. Reihenweise angeordnete Kegel, auf Spalten gelegen (Barme, Montelier).
5. Konzentrisch oder exzentrisch ineinander geschachtete Kegel, die mehrere Ausbruchsperioden andeuten (Côme, Pariou).
6. Kleine Nebenkrater auf radialen Spalten (Puy de la Louve, Puy de la Taupe).
7. Hornitos auf den Lavaströmen (Tartaret).
8. Explosions- und Einsturzkratere (P. de l'Enfer, Gour de Tazanot).

Dem Gestein nach herrschen Labradorite vor, doch fehlen auch Trachyte und Basalte nicht.

Die Vulkane der Chaîne des Puys sind die jüngsten des Massivs. Im Oberpliocän bildeten sich die trachytischen Dome, am Anfang

oder nach Pomel, Pommerol und Boule in der Mitte des Quartärs die Kratervulkane. Die Kratere sind heute z. T. von Seen erfüllt und erinnern an die Maare der Eifel. Die Frische ihres Erhaltungszustandes läßt sie selbst jünger als die pleistocänen Gletscher erscheinen.

Nach Glangeaud besteht die Kette aus einzelnen Kettchen von je drei bis zehn Vulkanen, die in den Richtungen der Brüche des Grundgebirges, nach NNW. und NNO. streichen. Nach Boule sind sie parallel den Brüchen der Limagne angeordnet, was jedoch Michel-Lévy bestreitet.

Gleichalterig mit dieser großen Chaîne des Puys ist die „kleine Chaîne des Puys"; so nennt Glangeaud eine Kette, die westlich des Tales der Sioule liegt, deren Lavaströme mit denen der großen konvergieren.

Als Ursache der Ausbrüche nimmt Glangeaud eine Sackung oder Senkung der Limagne und der Sioule an. Um die vorhandenen 8 Milliarden Kubikmeter vulkanischer Massen heraufzubefördern, bedarf es seiner Schätzung nach nur einer Senkung der beiden Becken um 4 m.

f) Velay.

Das Land Velay schließt drei Gebiete ein, im Osten das Doppelmassiv des Mézenc und Mégal, im Westen die Kette des Velay, im Zentrum das Becken von Puy. Die Massive Mézenc und Mégal bilden eine geologische Einheit und umschließen die älteren Eruptionen des Velay, die über eine Fläche von 60 km Länge und 15 km mittlerer Breite verteilt sind. Der Mézenc trennt das Becken der Rhône von dem der Loire. Sein höchster Gipfel erreicht 1754 m. West- und Ostabhang bieten ein völlig anderes Bild. Auf der der Loire zugeneigten Westseite sind die Lavaströme verhältnismäßig gut erhalten. Sie bilden weite Plateaus, die hier und da von rundlichen Hügeln beherrscht werden. Auf der Seite der Rhône finden wir Laven nur noch in Gestalt von Lappen auf den Gipfeln der Kämme.

Das basaltische Plateau von Champelouse, dessen mittlere Höhe 1200 m beträgt, verbindet den Mézenc mit dem Mégal. Die vulkanischen Produkte bilden hier Decken oder vereinzelte Kuppen.

Mézenc und Mégal sind hauptsächlich aus Basalten und Phonolithen zusammengesetzt. Trachyte, Andesite und Labradorite sind

wenig verbreitet. Die Ausbrüche haben zwischen dem oberen Miocän und dem Ende des mittleren Pliocän stattgefunden. Man erkennt nur selten den Ausbruchspunkt. Nirgends beobachtet man vulkanische Breccien, die an Mächtigkeit denen des Cantal glichen. Die Basalte bilden schluchtenreiche Plateaus, doch sind die Phonolithe so in der Überzahl, daß sie der Landschaft ihr besonderes Gepräge geben. Sie bilden mächtige Ströme, Kegel oder Kuppen, deren Basis von gewaltigen Schuttmassen umgeben ist.

Die Eruptionen sind im Velay an eine große Zahl von Ausbruchsstellen gebunden.

Die Velay- oder Devès-Kette (nach dem Namen des höchsten Berges, 1423 m) trennt das Loire- vom Alliertal. Sie besteht aus mehr als 150 Vulkankegeln oder Resten alter Eruptionsstellen, die sich über 60 km Länge erstrecken. Die Kegel werden von Auswürflingen und basaltischen Schlacken gebildet. Aus ihnen fließen Basaltströme, die in weite Plateaus zusammenlaufen und sich in sanftem Abfall zur Loire und zum Allier senken.

Die Umgebung von Le Puy ist ein von einem Bergkranz umschlossenes Becken. In dieses hinein erstrecken sich sowohl die Ergüsse des Mézenc und Mégal, wie die der Kette Velay. Hier enden die alten östlichen und die jüngeren westlichen Ströme.

Während im Gebirge das Oligocän nur in Form von Fetzen unter dem Schutze der vulkanischen Decke erhalten ist, finden sich zusammenhängende oligocäne Ablagerungen im Untergrunde aller Hügel der Umgegend von Le Puy (123, 124, 126).

Lage und Beziehungen der französischen Vulkane zum Meere.

Die vulkanischen Ausbrüche währten vom Miocän bis in das Quartär. Wie gestaltete sich in dieser Zeit das Verhältnis zwischen Wasser und Land in Frankreich? (135)

Der Beginn des Miocän (Burdigalien) kennzeichnet sich durch positive Niveauveränderungen, die im Mittelmiocän (Helvétien) ihren Höhepunkt erreichten. Im Obermiocän (Sarmatien) weicht das Meer aus Frankreich zurück (es hält sich nur im südlichen Teile der Rhônebucht), im unteren Pliocän (Plaisancien) dringt

es noch einmal vor, ohne jedoch die frühere Ausdehnung wieder zu erreichen; seitdem bilden sich die heutigen Grenzen aus.

In der Bucht der Garonne, dem aquitanischen Golf, ist das Meer seit dem Oligocän erhalten geblieben, ebenso im Rhônebecken. Bei Marseille bildet das Untermiocän (Burdigalien) eine graue Molasse. Konglomerate bei Beaucaire und Saumières, ca. 60 km weiter landeinwärts in der Rhônebucht gelegen, beweisen das weitere Eindringen des Meeres. Im Westen gehen die marinen Sedimente der Bucht nicht über Montpellier hinaus.

Im Mittelmiocän (Helvétien) ist die Loirebucht bis Blois hin überflutet und ein Meeresarm erstreckt sich aus dieser Bucht zum heutigen Kanal, wo er wieder in das offene Meer mündet; damit ist die Bretagne zur Insel geworden.

Der aquitanische Golf findet im Herzen von Armagnac, wo seine Ablagerungen Küstencharakter zeigen, ein Ende.

Im Rhônebecken überschreitet das Meer die Grenzen des Untermiocän; so ruhen z. B. bei Saint-Etienne de St.-Geoirs seine Sande direkt auf dem Neocom; im W. von Montpellier erreicht es Saint-Chinian, im O. dehnt es sich bis Château-Redon (Basses-Alpes) aus, wo es sich vielleicht über das Helvétien hinaus bis in das Tortonien erhält.

In der Gegend von Lyon, bei Saint-Laurent, ebenso bei Champagnole und Faurine im Jura haben sich Reste der Meeresbedeckung erhalten. Aus dem Rhônebecken zog sich das Meer über Chambéry in die Schweiz und weiter durch Deutschland nach Österreich, wo es wieder in das Mittelmeer einmündete. Schon im Obermiocän (Tortonien) jedoch verließ das Meer das Alpenvorland und fand im Rhônebecken in der Provence ein Ende. Im Pliocän bildet die Gegend von Givors, 20 km südlich von Lyon, die Nordgrenze der Rhônebucht; das Meeresufer zog sich ungefähr über Nîmes, Montpellier, Narbonne nach Roussillon; hier führte eine Bucht im Tal des Tech bis Céret und im Tal des Tet bis Millas.

Ein großer Teil der Vendée gehört noch zum pliocänen Meere; hier finden wir seine Spuren bei Fontaine.

Das übrige Frankreich ist Festland.

Die mittleren Entfernungen der Vulkangebiete vom Meere, bei Angabe der Entfernungen von den nächsten sicher nachgewiesenen marinen Vorkommen, lassen sich ungefähr in folgenden Zahlen darstellen:

	Untermiocän		Mittelmiocän			Obermiocän	Unterpliocän	
	Rhône-becken	Garonne	Rhône-becken	Garonne	Loire-becken	Rhône-becken	Rhône-becken	Westküste
	km	km	km	km	km	km	km	km
Limagne . . .	200	400	120	315	250	225	90	375
Sioule	300	350	160	310	180	300	160	300
Cantal	210	350	170	220	250	225	160	320
Mont-Dore . .	270	350	170	280	200	250	150	320
Velay	—	—	—	—	—	150	50	430

Die Buchten der Loire, der Garonne und der Rhône schnitten im Mittelmiocän am weitesten in das Land ein, doch keine erreichte die Nähe unseres Vulkangebietes. Im Pliocän war das Meer fast völlig aus Frankreich verschwunden. Oberpliocäne und diluviale marine Ablagerungen sind in Frankreich unbekannt. Wahrscheinlich lagen die diluvialen Küsten weiter von den Vulkanen entfernt als die heutigen.

Die Eruptionen erweisen sich also während der ganzen Zeit ihrer Tätigkeit, wie schon Scrope erkannte, als Festlandsvulkane. Die Seen, an deren Ufern sich nach Michel-Lévy die wichtigsten Vulkane erhoben, waren im Obermiocän ausgetrocknet. Da die Ausbrüche im Miocän begannen, im Pliocän jedoch erst ihren Höhepunkt erreichten und sogar bis in das Quartär verfolgt werden können, so kann auch das Wasser dieser Seen keine wesentliche Bedeutung für den Vulkanismus gehabt haben.

Als Ursache der vulkanischen Erscheinungen des Zentralplateaus werden jetzt fast allgemein die alpinen Störungen angesehen, die sich z. T. als flache Falten oder als Brüche in das Massiv fortsetzen. Glangeaud, der allerdings annimmt, daß die ersten Eruptionen in der Limagne und im Velay unabhängig sind von alpinen Einflüssen und den alpinen Störungen vorausgehen, äußert sich diesbezüglich etwa folgendermaßen:

„Die Vulkane entstanden unter dem Einflusse der Bodenbewegungen, besonders der Senkungen einzelner Teile der Erdrinde, deren meßbare Niveauunterschiede 500—1000 m betragen. Das Sinken dieser Teile, die auf das geschmolzene Magma drückten, hat die Eruptionen herbeigeführt, oder wenigstens an der Herbeiführung der Eruptionen in großem Maßstabe mitgewirkt.“

IV. Die drei bedeutenderen Vulkangebiete des süddeutschen Tafeljura.

Hauptsächlich an drei Stellen war im Obermiocän der Tafeljura Schauplatz vulkanischer Tätigkeit. Nahe dem südwestlichen Ende der Alb drangen im Hegau basische Schmelzmassen herauf, die heute als Basalt- und Phonolithkegel z. T. aus ihrem Tuffmantel heraussehen. Im Gebiete von Urach finden sich zahlreiche Ausbruchskanäle, die z. T. mit vulkanischem Tuff erfüllt sind. Das Nördlinger Ries zeigt einen vulkanischen Kessel, an und in dem liparitische Gesteine auftreten.

a) Das Ries von Nördlingen (155).

In den gleichmäßigen Zug des Jura senkt sich bei Nördlingen ein runder Kessel von 100—150 m Tiefe und 25 km Durchmesser, dessen Inneres mit zerpreßtem Granit, granitischen Explosionsprodukten und Breccien von Trias-Jura-Gestein angefüllt ist. Diese Breccien sind überlagert von Süßwasserbildungen mit *Helix sylvana* und Sprudelkalken, welch letztere jetzt als steile Felsen aufragen.

Gümbel nahm an, daß sich einst im Ries ein großer Vulkan erhob, der nach Schluß der Eruptionstätigkeit einsank. Nach Branca und Fraas drang dagegen in miocäner Zeit in die oberen Horizonte des altkristallinen Grundgebirges, welches die Unterlage der Schwäbischen Alb bildet, eine Schmelzmasse ein, welche eine Emporpressung der überlagernden Gesteine verursachte. So entstand ein Berg an Stelle des jetzigen Kessels. Der Granit und die über ihm lagernden Keuper- und Juraschichten wurden in Form eines Pfropfens von ungefähr 5 Quadratmeilen Flächeninhalt gehoben. Dabei zerbrach der Pfropfen in einzelne Schollen, die verschieden stark gehoben wurden.

Durch die Zerklüftung konnten die in der Alb bezw. im Riesgebiete befindlichen Wassermassen in die Tiefe und so in die Nähe der Intrusionsmasse gelangen; es erfolgten Explosionen; unter deren Antrieb fuhren die zerrütteten Massen an den Abhängen des Berges hinab und wurden auf der umgebenden Alb als Überschiebungsmassen abgelagert. Durch diese Explosionen wurden auch die Überschiebungen des Granites im Boden des heutigen Rieskessels, sowie die Zertrümmerung des Granites und der Malmkalke (Vergriesung) bewirkt. Später erfolgte dann, veranlaßt

durch Abfluß des Magmas in die Tiefe, wieder ein Einsinken des Gebietes.

Wieder anderer Ansicht sind E. Suess und nach ihm Kranz (195), die nur Explosion, aber keine Hebung und Senkung als Ursache der Riesphänomene gelten lassen wollen.

Besonders an den Rändern dieses Riesgebietes kam es auch an einer ganzen Anzahl von Stellen zu vulkanischen Ausbrüchen von Aschen und Schlacken liparitischer Natur. Sie erfolgten wohl z. T. erst bei dem Absinken des Riesgebietes, z. T. aber auch schon bei dessen Aufsteigen. Keiner dieser Punkte besitzt indessen größeren Umfang. Nach dem Einsinken füllte sich der Kessel mit Wasser, in dem sich obermiocäne Hydrobien- und *Cypris*-Schichten ablagerten.

Eine ähnliche Erscheinung, nur in kleinerem Maße, bietet das „kryptovulkanische" Becken von Steinheim (156 a). Lokale, engbegrenzte Hebung durch empordrängenden Schmelzfluß, vielleicht auch begleitet von Explosion; auf solche Weise Hebung der Juraschichten im Innern des Beckens. Vulkanische Gebilde treten hier nicht an die Oberfläche. Die hebende Kraft der Intrusivmasse war auch ungleich schwächer. Während im Ries ein Pfropfen von 25 km Durchmesser durch den Lakkolithen emporgepreßt wurde, handelt es sich im Steinheimer Becken um einen solchen von 2,5 km Durchmesser, der 150 m emporgehoben wurde. Daher ist hier auch nirgends Granit zu beobachten. Auch dieses Becken füllte sich mit Süßwasser und bildete einen See, aus dem da und dort warme Quellen hervorbrachen und Sprudelkalk bildeten.

Die gefundenen Fossilien, z. B. *Planorbis multiformis*, *Helix insignis*, *Pupa antiqua*, *Palaeomeryx furcatus*, gehören nach Miller, Kranz, Engel (169) dem oberen Obermiocän an und sollen der Öninger Stufe entsprechen.

b) Das Vulkangebiet von Urach.

Ungefähr 80 km nordöstlich vom Ries liegen in der weiteren Umgebung Urachs die durch Branca's Studien (151) bekannt gewordenen „Vulkanembryonen". Auf einer Fläche von 20 Quadratmeilen wurden von diesem Verfasser in den Jahren 1894/95 125 Explosionsröhren festgestellt, welche sich der Vulkanismus durch die feste Erdrinde, oder doch wenigstens durch deren oberen Teil hindurchgeblasen hat. Seitdem hat sich die Zahl der be-

kannten Ausbruchspunkte noch um einige vermehrt. Die Ausfüllungsmasse dieser Röhren wird durch vulkanischen Tuff gebildet, dem zahllose Bruchstücke zerschmetterter Sedimentärschichten beigemengt sind. Diese vulkanischen Gebilde liegen heute z. T. oben auf der Alb, z. T. am steilen Abfalle und im Vorlande. In der Alb ragen sie fast nirgends über das umgebende Gelände hervor; sie liegen vielmehr in der Regel, gleich den Maaren, etwas eingesenkt; häufig sind sie von Süßwassergebilden bedeckt. Umgekehrt erscheinen die Tuffe im nördlichen Vorlande fast immer in Gestalt höherer oder niedrigerer, meist kegelförmiger Berge, weil die harte vulkanische Breccie widerstandsfähiger ist als die Juragesteine.

Ausnahmsweise kommt neben den Tuffen auch feste, melilithbasaltische Lava vor; nirgends aber ist diese ausgeflossen.

Es handelt sich hier also nur um Durchbohrungen der Erdkruste mittels vulkanischer Explosionen, welche die auflagernden Schichten röhrenförmig durchschossen. Wir haben es mithin nach Branca nur mit ersten Anfängen vulkanischer Tätigkeit zu tun. Im Vorland und auf der Alb findet sich je eine Stelle, auf welcher die Eruptionen dichter geschart sind; im Vorland sind um die Masse des Jusi herum die Ausbrüche zahlreicher, auf der Alb um Urach.

Die Süßwasserschichten im Randecker Maar gehören nach Branca der Stufe von Öningen an; die im Maare von Laichingen sind entsprechend ihrer Säugetierfauna gleichalterig mit Steinheim. Da man jetzt die Fauna von Steinheim für gleichalterig mit der von Öningen hält, so ergibt sich für beide Maarseen ein oberes obermiocänes Alter. Die Tuffe im Liegenden dieser Süßwasserablagerungen bergen Schnecken, die teils auf ober-, teils auf untermiocänes Alter hinweisen. Daher sind die Vulkanausbrüche nach Branca nicht gleichalterig mit den Süßwasserbildungen der Maare. Doch ist nicht genau zu sagen, wieviel älter jene als diese sind.

c) Hegau.

Nördlich vom Bodensee findet sich, an drei Seiten vom Tafeljura eingerahmt, eine weite, viereckig-rundlich gestaltete Ebene, die als Senkungsfeld gilt. Von Norden her fällt der abgebrochene Jura treppenförmig in das Innere des Senkungsfeldes ab; südwärts gegen den Bodensee ist es geöffnet. Inmitten dieser Ebene ragen einzelne Vulkanberge steil empor und bilden eine Anzahl

von z. T. beträchtlichen Höhen (Hohentwiel 688 m, Hohenstoffeln 846 m usw.).

Die vulkanische Tätigkeit setzte sich jedoch noch außerhalb dieses Einsturzkessels fort: im Norden liegen der Hohe Höwen und der Howenegg, etwas weiter nach Nordwest der Neuhöwen, Steinröhren und der Wartenberg, letzterer auf dem linken Donauufer. Die Eruptivgebilde bestehen aus festen Gesteinen und aus Tuffen. Erstere sind Phonolithe und Basalte, nach Grubenmann Melilithbasalte, die denen von Urach entsprechen. Die Gesteine des Wartenberges schließen sich nach Becker's neueren Untersuchungen (147) in ihrer geologischen Erscheinungsform den Vulkanbergen der Alb an und sind Schlotbasalte.

Verbreiterter als die festen Eruptivgesteine sind im Hegau die losen Massen, welche teils aus Basalt, teils aus Phonolithtuffen bestehen. Diese Tuffe sollen nach O. Fraas (173) sich über die ganze Oberfläche zwischen Donau und Rhein ausgebreitet haben und jetzt durch die Erosion in eine Anzahl von Bergen aufgelöst sein. Nach anderer Ansicht wurden die Hegauer Tuffe an verschiedenen Ausbruchspunkten zu hohen Aschenkegeln mit einigen Krateren am Gipfel aufgehäuft. Bis zu Ausbrüchen von Basalt kam es nicht.

Der Schmelzfluß floß nicht als Lavastrom aus der Krateröffnung aus, sondern erstarrte im Innern der Aschenkegel, ohne in diesen bis zum Gipfel aufzusteigen. Als die Aschenkegel allmählich abgetragen wurden, kamen die Steinkerne zutage und traten nun als Basalt- und Phonolithkegel auf.

Die vulkanischen Tuffe des Hegau liegen auf oberer Süßwassermolasse mit *Helix sylvana*, *Unio flabellatus* etc., sind jedoch auch mit den Sedimenten derselben vermengt und kennzeichnen sich so nach O. Fraas als zur obermiocänen Öninger Stufe gehörend.

Die wohlausgeprägte Schichtung der Tuffe weist auf eine Ablagerung derselben im Wasser hin. Nach O. Fraas sollen die beiden Eruptionsreihen auf zwei nordsüdlich gerichteten Spalten liegen.

Lage und Beziehungen der Vulkane des Tafeljura zum Meer.

Während des Mittelmiocän war das Alpenvorland Meeresboden. Das Meer scheint zur Zeit seiner größten Verbreitung die

ganze Ebene zwischen den Alpen und der Alb, weiter östlich zwischen den Alpen und der böhmischen Masse ausgefüllt zu haben.

Die Alb bildete eine seichte Küste; in diese drangen fjordartige Meeresarme von Süden ein, so bei Donauwörth und im Ries. Nach Engel (169) würde die am weitesten nach Norden vorgeschobene und älteste Meeresgrenze die Orte Winterlingen, Ermingen, Jungingen und Stubersheim berühren. In der Umgegend von Ulm bis Zopfingen sind nach Gümbel Ablagerungen der Meeresmolasse weit verbreitet. — Hätten die Eruptionen bei Urach und Nördlingen im Mittelmiocän während der weitesten Transgression stattgefunden, so hätten sie z. T. der Meeresküste sehr nahe gelegen. Für das Gebiet von Urach käme eine durchschnittliche Entfernung von 30 km in Betracht, für Nördlingen 10—20 km. Schon nach Branca's Annahme fallen die Eruptionen bei Urach aber an die Grenze des Obermiocän, und Miller und Kranz stellen die sämtlichen Eruptionen der Alb nach neuer Bestimmung der Faunen in das Obermiocän; diese würden also zeitlich mit der Bildung der oberen Süßwassermolasse zusammenfallen, die in zahlreichen kleineren oder größeren Seen abgelagert worden ist. Ein solcher See scheint im Hegauer Gebiet vorhanden gewesen zu sein. Das Ries und die Uracher Gegend lagen trocken. Das Meer war in dieser Zeit mehr als 400 km von der Alb entfernt.

Verglichen mit den ungarischen, französischen und böhmischen Vorkommen erscheinen die im Tafeljura geförderten Auswurfsmassen recht unbedeutend.

Auch die Erscheinungsform des Vulkanismus ist hier wesentlich von der in den bisher besprochenen Gebieten verschieden. Dort brachen die Hauptmassen der Lava an den Bruchrändern der Senkungsfelder auf und nur vereinzelte kleinere Eruptionen fanden auf den Horsten und in den Senken statt; hier fehlt ein Ausbruchszentrum und es sind nur winzige Vorkommen über ein verhältnismäßig großes Gebiet zerstreut. Die Ausbrüche gleichen also den peripheren der übrigen Gebiete. Aus diesen beiden Tatsachen ließe sich schließen:

1. Die Senkungen im Alpenvorlande waren weniger bedeutend als in Ungarn, Böhmen und Frankreich. — Dies ist auch wirklich der Fall.

2. In die Tiefe gehende beträchtliche Brüche fehlen; vielleicht haben die tektonischen Störungen hier nur zu Verbiegungen und Zerrungen der Erdkruste geführt, nicht aber zu einem Abbruche am Südostrande der Alb.

Regelmann hat jetzt diesen Südostrand der Alb für einen Erosionsrand erklärt; doch wird seine Ansicht noch viel bestritten. Wenn wir der älteren Anschauung folgend annehmen, daß wir eine Bruchstufe vor uns haben, so ist diese mit höchstens 100 m Sprunghöhe (nach E. Fraas) vergleichsweise unbedeutend. Eine Klärung der Frage, ob Bruch- oder Erosionsrand, können wir wohl für die nächste Zukunft erwarten. — Haben die Senkungen im Alpenvorlande nur zu einer Biegung oder zu unbedeutenden Rissen geführt, so mußte dem Magma der bequeme Weg zum Aufstieg fehlen und damit der Anlaß, als eine zusammenhängende Masse zu erscheinen. Die zwischen Alpen und Alb einsinkende Gebirgsscholle konnte das Magma nur unter der Alb emporpressen und hier, wo der auflastende Druck schwächer wurde, durchbrach es explodierend die Erdrinde an vielen Stellen zugleich.

Nach Regelmann (215) brach bei der Aufrichtung durch den tangentialen Druck aus dem Süden die Nordzone der mittleren Alb ab und sank etwas gegen Norden ein; auf der tektonischen Höhenlinie entstand ein Knick und eine Spalte, auf welcher Basaltmassen empordrangen. Beobachtet sind jedoch nach Branca bisher weder Knick noch Spalte; Regelmann hat aus den geringen Höhenunterschieden nördlich und südlich dieser Zone geschlossen. Er nimmt an, daß die Vulkanembryonen im Gebiet von Urach irgendwie mit den Einbrüchen des nördlichen Gebirgsstückes zusammenhängen. Ein indirekter Zusammenhang mag sein, daß im Gebiet von Urach verhältnismäßig bedeutende Störungen in tieferen Schichten der Erdrinde stattfanden oder daß wir es hier mit einem schwächeren Teil der Erdrinde zu tun haben, als anderswo in der Alb, z. B. bei Nördlingen, wo die vulkanischen Erscheinungen geringer sind, oder aber dort, wo wir überhaupt keine kennen. Branca hat bereits angenommen, daß die Explosionskanäle nur den oberen Teil der Erdrinde durchsetzen, während im tieferen Teil derselben das Magma in ein hohes Niveau hinaufgestiegen sei, von dem aus es durch Explosionen sich bis an die Erdoberfläche hin zahlreiche Wege geöffnet habe.

V. Der Kaiserstuhl.

In der oberrheinischen Tiefebene, die bis auf große Tiefe mit diluvialen und alluvialen Anschwemmungen angefüllt ist, treten nur ganz vereinzelt jüngere Eruptivgesteine auf, einzig der Kaiserstuhl ragt um 100 m über das Rheinstromgebiet empor. Seine Flanken sind mit einem ziemlich dichten Lößmantel umhüllt. Die höchste Erhebung, der Totenkopf, erreicht eine absolute Höhe von 557 m (ca. 375 m über dem Rhein). Auf der Südostseite treten unter der Lößdecke oligocäne Kalkmergel mit Blattabdrücken hervor, die im Kontakt mit dem Eruptivgestein umgewandelt und mit Kieselsäure durchtränkt sind (Bandjaspis). Außer kompakten vulkanischen Gesteinen (vorwiegend Basalte, weniger reichlich Phonolithe), die meist als Gangbildungen auftreten, beteiligen sich auch lose Auswurfsmassen am Aufbau des Berges. Die Gänge bilden ein wirres Durcheinander von Gangzügen, die sich nach mannigfachen Richtungen durchkreuzen; im allgemeinen jedoch laufen sie von der Mitte des Gebirges divergierend nach außen und bewirken so eine radiale Gliederung des Gebirges.

Die vulkanischen Agglomerate und Tuffe werden vorwiegend an den äußeren Abhängen angetroffen. Nach Steinmann-Graeff (226) läßt sich an manchen Orten erkennen, daß reichlicher Auswurf von losem Material der Lava vorangegangen ist.

Zum Beginn, vielleicht auch noch während des Oligocän, sank der Rheintalgraben um etwa 280—300 m, hierdurch erfolgte zunächst die Ansammlung von Süßwasserbecken, sodann das Eindringen des Meeres.

Diese Verschiebung ging ohne erhebliche Neigung oder Zerstückelung vor sich. Vulkanische Erscheinungen fehlten. Im Oligocän vollzog sich dann wieder der Rückzug des Meeres. Seitdem haben noch weitere Dislokationen, nach Steinmann-Graeff bis 1500 m Sprunghöhe, stattgefunden. Diese Autoren setzen die Hauptbewegungen ins Miocän, Lepsius (198) ins Pliocän.

Die Auffassungen hinsichtlich des Alters des Kaiserstuhls sind sehr verschieden. Knop (190) nahm an, daß der Beginn der Eruptionen älter als Miocän sei, diese jedoch über das Miocän hinaus gedauert hätten. Nach Kranz (195) muß die Altersfrage vorläufig unentschieden bleiben; sicher ist nur, daß der Vulkan jünger

als mitteloligocän ist, demnach fiele seine Eruption sicher in die Zeit nach Ablauf des mitteloligocänen Meeres.

Die Eruptionen werden als Folgeerscheinung der Senkungen angesehen; deshalb stellt Regelmann (215) die Entstehung des Vulkans ins Mitteloligocän, in der er die Hauptdislokationen anzunehmen scheint. Mit dieser Ansicht steht er indessen wohl allein. Steinmann-Graeff setzen, ihrer Auffassung der Senkungen entsprechend, die Eruptionszeit ins Miocän.

Es herrschen im Rheingraben zwei Störungslinien, die variskische NO.—SW.- und die alpine N.—S.-Richtung. Da, wo mehrere Systeme von Bruchlinien aufeinandertrafen, wie in der Freiburger Bucht, erfolgten nach Steinmann-Graeff und Regelmann ausnahmsweise starke Absenkungen und Zerstückelungen der Erdrinde, infolgedessen drang hier das Magma herauf.

Zwischen dem Eruptionsgebiet des Kaiserstuhls und dem des Hegaus liegen mehrere vulkanische Schlote und Gänge (Mahlberg bei Kippenheim, Hornberg im Schwarzwald).

Bei Sölden streicht ein Gang in annähernd NW.-Richtung etwa 175 m östlich von der Hauptverwerfung, an der das Rheintal gegen den Schwarzwald abgesunken ist. Ganz genau läßt sich wegen der diluvialen Bedeckung allerdings die Lage der Verwerfung gerade an dieser Stelle nicht feststellen. Nach Wilckens (231) dürfte das Empordringen des Magmas im Gange bei Sölden in lokaler Hinsicht unabhängig von den Dislokationen sein. Zeitlich steht das Emporsteigen dieses Basalts jedenfalls im engsten Zusammenhange mit dem des Kaiserstuhls, das Wilckens ins obere Miocän verlegt. Zum Eruptivgebilde des Kaiserstuhles gehört es auch in petrographischer Hinsicht.

VI. Der Odenwald.

Im Odenwald sind nur geringe Eruptionserscheinungen vorhanden. Die relativ beträchtlichsten sind die Basaltvorkommen des Katzenbuckels, des Ottsberges und des Roßberges. Der Katzenbuckel, ein typischer Schlot, liegt fast eine Meile von den Verwerfungen des Eberbacher Grabens entfernt; der Ottsberg dagegen liegt unmittelbar an der Ottsbergspalte, die der Rheintalverwerfung parallel läuft und das Niederklingener Becken begrenzt. Auf der Querspalte dieses Beckens liegt der Roßberg. Diese größeren Vorkommen sind von kleineren umgeben.

Die Basalte sind Nephelinbasalte und nach Chelius (160) etwas älter als die Feldspatbasalte des Vogelsberges und der Hanauer Gegend. Ihr Alter ist wahrscheinlich miocän, doch ist es nicht sicher festzustellen, da Tertiärablagerungen in ihrem Bereiche fehlen. Solche finden sich am Rande des Gebirges in abgesunkener Lage. Becker (146) vermutet, daß im Bereiche der Vulkane das Tertiär schon erodiert war, als die Ausbrüche erfolgten.

Am Rande des Gebirges begleiten nach Chelius gangförmige Basaltvorkommen von Heppenheim bis Frankfurt a. M. und gegen Dieburg hin die Grenze zwischen Ebene und Gebirge. Sie sind auf Spalten und Klüften in der Richtung der Hauptverwerfung des Rheintalgrabens mit geringen Abweichungen nach W. und O. emporgepreßt.

VII. Die mitteldeutschen Vulkane.

Übersicht.

Die mitteldeutsche Gebirgsschwelle zeichnet sich durch zahlreiche Ergüsse von Lavamassen aus, deren Überreste z. T. auch heute noch stattliche Vulkangebirge darstellen. Auf den alten, vielgestörten Gesteinen der rheinischen Masse liegen die Vulkane der Eifel, des Siebengebirges und Westerwaldes. In der Hessischen Senke und an ihren Rändern sehen wir Knüllgebirge und Habichtswald. Weiter nach Norden schließen sich die Eruptionen der Bergländer zu beiden Seiten der Weser an. Im Osten, nahe der Werra, liegt der isolierte Tafelberg des Meißner. Auf dem Hessischen Waldgebirge, höher als die benachbarten Vulkane, liegen die stark zerstückelten Ergüsse der Rhön, denen sich im Südwesten die Basaltgänge des Grabfeldgaues anschließen. An und in der südwestlichen Fortsetzung der Hessischen Senke, der Wetterau, haben sich die Laven des Vogelsberges, der jetzt größten deutschen Vulkanruine, ausgebreitet.

Ganz überwiegend fallen diese zahlreichen Eruptionen in das Miocän.

Ich beginne mit der Darstellung des Vogelsberges.

a) Vogelsberg.

Etwa 2500 qkm werden noch heute von den Laven des Vogelsberges bedeckt, die aus vielen übereinandergeflossenen Strömen bestehen. Dazwischen sind Tuffe und tertiäre Konglomerate ge-

schaltet. Die große zusammenhängende Vulkanmasse wird auf allen Seiten von zahlreichen kleineren Vorkommen umgeben, die z. T. erst durch die Erosion abgeschnitten wurden. Schottler (222), dessen neuer Gesamtbeschreibung ich wesentlich folge, vergleicht den Vogelsberg mit einem flachen Schilde, dessen exzentrisch nach Osten verschobener Buckel von der stärker ansteigenden höchsten Erhebung des 770 m erreichenden Oberwaldes gebildet wird.

Die eruptive Tätigkeit begann mit Ergüssen von Phonolithen und phonolithoiden Trachyten, die heute nur geringe oberflächliche Verbreitung besitzen. Die jüngeren Basalte bestehen aus Feldspat-, Leucit- und Glasbasalten und aus nephelinführenden Tiefengesteinen der Basaltfamilie. Daneben kommen Trappe vor, die stets Feldspat und keine Feldspatvertreter führen. Basalte und Trappe wechseln in der Eruptionsfolge; die Erguß- und Trümmerformen dieser Gesteine wiegen vor.

Der Versuch, den ursprünglichen Vogelsbergvulkan zu rekonstruieren, hat zu verschiedenen Anschauungen geführt. Tasche sah in den höchsten Erhebungen des Oberwaldes die Reste einer Caldera, in den Radialtälern Aufspaltungen, die bei der Erhebung des Vulkans im Sinne der Buch'schen Erhebungstheorie entstanden waren.

Lepsius und Chelius verglichen ihn mit dem Ätna und Lepsius berechnete für den Vogelsberg, der den doppelten Flächenraum des 3317 m hohen Ätna bedeckte, eine ursprüngliche Höhe von wenigstens 4000 m. Die flache Schildform ist nach seiner Ansicht durch Denudation entstanden.

Münster dagegen hält wieder wie Tasche die heutige Form des Berges für die ursprüngliche und vergleicht ihn mit dem ebenfalls flach ansteigenden Mauna Loa auf Hawaii, der seine Form der Dünnflüssigkeit der Laven verdankt.

Schottler wendet gegen diesen Vergleich ein, daß beim Mauna Loa die Tuffe fehlen, die beim Vogelsberge eine große Rolle spielen, und erblickt in der Erhebung des Oberwaldes einen mächtigen, von Gängen durchschwärmten Aschenkegel. Die Basalte der Randgebiete, die großen Trappdecken und die Phonolithe brachen wahrscheinlich nach Art isländischer Laven, als Masseneruptionen aus langen Spalten hervor. Kraterbildung spielte hier nur eine geringe Rolle.

Die vulkanischen Ausbrüche haben, so viel man bis jetzt weiß, sicher während des Miocän stattgefunden, denn am Westrande und in Bohrlöchern ist die Überlagerung von Basalt über oligocänen Tonen, Sanden und Quarziten (in denen schon vereinzelte Basaltbrocken vorkommen) festgestellt worden. An anderen Orten liegen mittelmiocäne, pflanzenführende Gesteine zwischen Basaltströmen. Wahrscheinlich war die eigentliche eruptive Tätigkeit spätestens im Oberpliocän zu Ende, da die oberpliocänen Braunkohlen der Wetterau nicht mehr mit Asche überschüttet worden sind. Das letzte Ausklingen des Vulkanismus ist heute noch in den Kohlensäureexhalationen der Randgebiete zu erkennen.

Die Ausbrüche vollzogen sich auf einem gestörten Untergrunde; die Lavaströme bedecken einen großen Teil des Gebietes, welches das Mainzer Becken mit der Hessischen Senke verbindet. Die Wetterau, die den Vogelsberg vom Rheinischen Schiefergebirge trennt, ist ein Teil dieses Senkungsfeldes, das jedoch im Diluvium weniger tief einsank als der oberrheinische Graben, den sie nach NO. fortsetzt. Noch das mitteloligocäne Septarientonmeer flutete ungehindert durch diese Verbindung, die schon für die Zeit des folgenden Cyrenenmergels nicht mehr sicher als frei nachzuweisen ist. Die höhere Cerithienstufe ist in der Wetterau vorwiegend sandig, während sie im Mainzer Becken kalkig ausgebildet ist. Sie wird diskordant und übergreifend von jüngeren Sanden und Tonen überlagert, die nach den in ihnen vorkommenden Pflanzenresten als oberstes Oligocän erkannt sind. In diesen Schichten sind die ersten Basaltbrocken gefunden. „Die Aufnahmen bei Gießen haben ergeben, daß diese jüngeren Tertiärschichten, die zur Zeit der ersten Ausbrüche abgelagert wurden, gegen das ältere Gebirge abgesunken sind.“ Auch später scheinen Schichtenverschiebungen in den Randzonen stattgefunden zu haben. So sollen nach Münster die südnördlich gerichteten Abschnitte des Seen- und Ohmtales in einem nachbasaltischen Grabenbruch liegen, wahrscheinlich auch die Wetterauer Braunkohlen zwischen Assenheim und Hungen. Schottler glaubt auch tektonische Zerstückelungen der großen Trappdecke zwischen der Wetterau und dem Ebsdorfer Grund erkannt zu haben.

Es scheinen sich also die Senkungen, die vor dem Mitteloligocän mit der Herausbildung der Verbindung zwischen Mainzer

Becken bezw. Rheintalgraben und der Hessischen Senke begannen, in dem Gebiet des Vogelsberges durch das Jungtertiär bis in das Diluvium hinein fortgesetzt zu haben.

Falls die Eruptionen schon im Oberoligocän begonnen haben sollten, würden sie in nächster Nähe des Meeres, das in der Hessischen Senke lag, und des schon mit Brackwasser erfüllten Mainzer Beckens, vielleicht sogar selbst im Wasser stattgefunden haben. Die Haupttätigkeit des Vulkans im Miocän war jedoch eine meerferne. Der Ozean lag über 200 km entfernt. Nur das Mainzer Süßwasserbecken war vielleicht noch im Untermiocän nahe, allerdings wären nach Steuer (227) die bisher für untermiocän angesprochenen Süßwasserablagerungen als oberoligocän anzusehen.

b) Rhön.

Das vom Vogelsberge durch die Fulda getrennte Rhöngebirge besitzt nach Hartung (183) ein Gebiet von ungefähr 3900 qkm, ist also wesentlich größer als der Vogelsberg. Doch wird im Gegensatz zu diesem nicht das ganze Gebirge von vulkanischen Massen eingenommen. Die vulkanische Rhön besteht aus vier platteauartigen, schmalen Höhenzügen, die von einem gemeinsamen Zentrum (Heidelstein-Himmeldankberg) ausstrahlen. Umgeben werden diese Züge von zahlreichen isolierten Kuppen und Kegeln, die über das ganze Gebirge verbreitet sind. Sie treten mit wachsender Entfernung vom Hauptstock immer mehr auseinander und nehmen an Höhe ab.

Während der basaltische Vogelsberg im allgemeinen von dem Vulkanboden, der bei durchschnittlich 170 m Meereshöhe liegt, flach ansteigt und nur im Oberwald eine stärkere Erhebung über 700 m aufweist, hat der hauptsächlich aus Triasgesteinen bestehende Untergrund der vulkanischen Rhön im ganzen eine wesentlich höhere Lage von durchschnittlich 500—600 m ü. d. M. Darüber folgt die in ihrem heutigen Zustande noch stellenweise bis über 200 m mächtige Eruptivgesteinsdecke, die infolge der beträchtlicheren Höhenlage wesentlich stärker durch Erosion zerstückelt und abgetragen ist als der Vogelsberg. Dadurch sind Aufschlüsse geschaffen, die einen besseren Einblick in die Lagerungsverhältnisse der vulkanischen Massen gestatten als bei dem schlecht aufgeschlossenen Vogelsberge.

In der Gegend der Wasserkuppe beginnen die Eruptivgesteine nach Bücking (158) mit basaltischem Tuff, der stellenweise reich an Phonolitheinschlüssen ist. In den unteren Lagen ist der Tuff von Basaltströmen durchsetzt, die sich auch seitwärts ausbreiten. Im Hangenden des Tuffs tritt ebenfalls ein Basaltstrom auf, über dem eine Phonolithdecke folgt. Der Phonolith wird von Nephelinbasanit und Nephelinbasalt überdeckt. Dieses hier wiedergegebene, nicht für die ganze Rhön gültige Profil ist das bisher bestbekannte des Gebirges.

Bücking bemerkt, daß trotz der großen Ausdehnung und Mächtigkeit der vulkanischen Massen bisher noch kein unzweifelhafter Krater aufgefunden ist, aus dem sich die Lavamassen ergossen haben könnten; denn alle Erscheinungen, die bisher als solche gedeutet wurden, haben sich bei sorgfältiger Nachprüfung meist nur als vereinzelte Basalt- und Phonolithdurchbrüche oder Eruptionsschlote erwiesen.

Jüngst hat Hartung einen vollständigen Rekonstruktionsversuch unternommen. Die Rhön ist, wie der Vogelsberg, durch ein System von Radialtälern zerschnitten, das hier längst tief den Triasuntergrund bloßgelegt hat. Diese Radialtäler strahlen vom Plateau Heidelstein-Himmeldankberg aus, dem auch die Hauptwasserscheide des Gebirges zwischen Main (Rhein) und Weser folgt. Nach Analogie mit den heutigen Vulkanen würden die Radialtäler von dem Zentrum der Eruptionstätigkeit ausgehen, das hier nicht mehr den höchsten Teil des Gebirges bildet, da der Heidelstein um über 20 m, der Himmeldankberg um 60 m niedriger sind, als die Wasserkuppe mit 950 m ü. d. M. Aus der Rekonstruktion dieses Zentrums würde folgen, daß die vulkanischen Massen analog den heutigen Vulkanen sich ungefähr konzentrisch um das Plateau Heidelstein-Himmeldankberg gruppiert haben müßten. In dem Verlauf der Hauptflußläufe rings um das vulkanische Gebirge herum glaubt Hartung Merkmale für die ursprüngliche Ausdehnung des Rhönvulkans gefunden zu haben und kommt so zu einer Größe des ehemaligen Rhönvulkans, die der des Vogelsberges keineswegs nachstand.

Als Zeit der Rhönausbrüche wird allgemein das Miocän angesehen. Während oberoligocäne Süßwasserablagerungen von Bischofsheim, Sieblos und Wüstensachsen noch keine Spuren vulkanischer Tätigkeit erkennen lassen, schließen die miocänen Tone,

Mergel, Kalkschiefer und Kohlen von Roth, Hausen, Wüstensachsen, Tann, Kaltennordheim und Oberkatz vielfach vulkanisches Material ein oder wechsellagern mit den Laven. Im oberen Miocän scheint die vulkanische Tätigkeit bereits beendet zu sein. Es sind nach Bücking keinerlei Anzeichen vorhanden, daß während des Pliocän oder des Diluvium noch Eruptionen stattgefunden hätten.

In tektonischer Hinsicht ist das Gebiet der Rhön stark gestört. Die geologischen Karten zeigen zahlreiche Spaltenzüge, Grabenbrüche und Verwerfungen. Eine besondere Art von Störungen tritt in der Nachbarschaft von Basalt- und Phonolithdurchbrüchen auf; es sind dies Einstürze und Versenkungen von Schollen in die durch Gasexplosionen ausgesprengten Schlote. Während diese kleineren Einstürze durch die Eruptionen hervorgerufen sind, hält Bücking die größeren Störungen für vorbasaltisch bezw. vortertiär. Die Durchbrüche der Eruptivgesteine sind im einzelnen nach Bücking vielfach unabhängig von diesen vorbasaltischen Störungen. Hartung faßt den Boden des von ihm rekonstruierten Vulkans als eine Zerrüttungszone auf, von deren Vorhandensein das Auftreten der Vulkanmasse als Ganzes abhängig ist.

Die Rhöneruptionen fanden im Mittelmiocän mindestens 180 km vom Nordmeere und 240 km vom Südmeere entfernt statt. Im Obermiocän lag die Nordmeergrenze bei 220 km, die des Südmeeres bei etwa 600 km. Ein Teil der Hessischen Senke war vielleicht zur Zeit der Eruptionen ein Süßwassersee, in dem der Melanienton zur Ablagerung kam. Im Gebiete des Rhöngebirges waren lediglich kleinere Süßwasserbecken und Moore vorhanden.

c) Knüll, Habichtswald, Meißner, Reinhardswald, Solling.

Als Zeit dieser Vulkanausbrüche wird das Miocän angenommen.

Aus dem noch wenig untersuchten Knüllgebirge haben Oebbeke und Wolff (210) Feldspat- und Nephelinbasalte in deckenförmiger Lagerung beschrieben. Die Ausbrüche dürften anfänglich an den Ufern, ja selbst im Wasser des untermiocänen Melanientonsees stattgefunden haben.

Nach Blanckenhorn (148) treten wir mit dem mittleren und oberen Miocän in die unruhigste Periode der geologischen Vergangenheit der Kasseler Gegend. Der Anfang dieser Periode, der Schluß der Ablagerung der wichtigeren Braunkohlen führenden

Schichten, ist charakterisiert durch Hebung und damit ursächlich verknüpfte Erosion durch fließende Gewässer.

Gleichzeitig mit diesen Veränderungen an der Erdoberfläche begann schon die erste Eruption basaltischer Aschenmengen, Bomben und auch Laven. Die teilweise unter Wasser hervorbrechenden oder in dasselbe hineingeschleuderten Produkte wurden durch die Wirkungen des Wassers zu Grus zerkleinert und teils auf dem Boden der Süßwasserseen, teils in den neugebildeten Bach- und Flußrinnen ausgebreitet. So entstanden die sedimentären Basalttuffe. Am verbreitetsten sind wohlgeschichtete Absätze aus Seen, doch kamen auch ganz ungeschichtete Trockentuffe zur Ablagerung. Diese kommen entweder als Umwallung oder Mantel größerer oder kleinerer Basaltergüsse vor, oder für sich allein als bloße Tuffkegel, und zwar aufgelöst in zahlreiche isolierte Massen.

Die Verbreitung der Tuffe war früher jedenfalls erheblich größer als die der Basalte. Die jetzt durch Erosion voneinander getrennten Tuffvorkommnisse hingen offenbar einst mehr zusammen, sie dehnten sich über den ganzen Langenberg, Habichtswald und die Becken von Besse, Großenritte und Zwehren auf dem linken Fuldaufer aus. Bemerkenswert ist diese einseitige Verbreitung der Tuffe, speziell der sedimentären im Westen, dagegen ihr völliges Fehlen im ganzen Buntsandsteingebiet der Söhre, des Kaufungerwalds und auch des Reinhardswalds. Diese Gebiete müssen jedenfalls zur Zeit des Mittel- und Obermiocän bereits vollkommen trocken gelegen haben, während sich auf dem linken Fuldaufer noch ausgedehnte Seen und sumpfige Niederungen befanden.

Die Tuffablagerungen liegen teilweise konkordant auf den Sedimenten des Untermiocän, teils greifen sie mit diskordanter Lagerung auf das marine Oberoligocän und das Unteroligocän über. Die Basalte sind allgemein gleichalterig mit den Tuffen. Der Basalt bildet Einzelkegel, Gänge, Decken, Lagergänge und Apophysen. Untergeordnet sind die Quellkuppen (Bühle). Viel verbreitet sind Gänge. Es herrschen in einer Gegend immer ein oder zwei aufeinander senkrechte Spaltrichtungen vor. Im südlichen und mittleren Habichtswald SO.—NW. und SW.—NO., in den nördlichen Ausläufern des Habichtswaldes SN., seltener OW. In der Nordostecke desselben Gebirges bis zur Firnsgruppe SSO.—NNW., im Kessel SN. mit Ablenkungen in OW.-Richtungen.

Weitaus der größte Teil der Basalte tritt in Form von Decken auf; ihnen verdanken die langgestreckten, dom- und sargförmigen Bergprofile ihre Entstehung; so z. B. die des Langenbergs, des eigentlichen Habichtswalds, des Stellbergs und des Belgerkopfs.

Im Habichtswald und in der Söhre hat Beyschlag den Nachweis erbracht, daß hier zwei verschieden alte Ergüsse stattfanden.

Am Meißner, der durch Beyschlag und Moesta kartiert ist, lagert eine noch bis 157 m mächtige Basaltdecke auf einem bis 30 m mächtigen Braunkohlenflöz. Zwischen beiden ist eine 1,5—3 m dicke, kohlige Tonschicht ausgebreitet.

Grupe (178) schildert die Basaltkuppe der Bramburg im Solling; diese ist die einzige Stelle der Hochfläche des Sollings, wo das Tertiär in seiner ursprünglichen Lagerung unter dem Basalt vor der Erosion bewahrt worden ist. In der Hauptsache besteht es aus Quarzsanden und Tonen des Miocän. Darunter lagert vielfach in geringerer Mächtigkeit marines Oberoligocän. Es ruht hier in gleicher Weise diskordant auf unterstem Buntsandstein und auf Schichten des Röt, die eine längere nordsüdliche Grabenversenkung inmitten des mittleren Buntsandsteins bilden und sowohl im Süden wie im Norden unter der Tertiärdecke heraustreten. Dieser Röteinbruch ist präoligocänen Alters. An seiner östlichen Randspalte hat zum zweiten Male nach Ablagerung des Miocän eine Verwerfung stattgefunden, die das Tertiär samt seinem liegenden Röt und Buntsandstein um einige Dekameter in die Tiefe verschob. Der Basalt dürfte ungefähr gleichalterig mit der Störung des Tertiär sein. Auf dem Tertiär breitete er sich deckenförmig aus und legte sich an die aufragenden Sandsteinsockel an.

Ähnliche Basaltvorkommen auf älteren Störungen hat Grupe auch aus dem hessischen Berglande beschrieben (179).

Ins obere Miocän verlegt Mestwerdt (204) das Empordringen unbedeutender Basaltmassen im Wiehengebirge, das er mit Schichtenbewegungen in Zusammenhang bringt. Hier ist wohl einer der nördlichsten Eruptionspunkte Mitteldeutschlands.

d) Das Siebengebirge

zeigt auf devonischem Untergrunde einen Sockel von untermiocänen oder oberoligocänen Schichten, die aus Tonen und diesen auflagernden Sanden, Kiesen sowie aus Sandsteinen und Konglo-

meraten, durch Verkieselung entstandenen Quarziten und Knollensteinen bestehen. Sie werden überlagert von Trachyttuffen, die lokal verschiedene Ausbildung besitzen. Die hangenden Schichten bestehen aus Tonen, Sanden, Braunkohlen und Basalttuffeinlagerungen. Trachyte sind die ältesten vulkanischen Gesteine, darauf folgen Andesite und Basalte.

Die heutige Oberflächengestaltung des Gebirges ist zurückzuführen auf die leichte Erodierbarkeit des Tuffs, des mächtigsten und verbreitetsten vulkanischen Gesteins. Einzelne Berge sind Ausfüllungen trichterförmiger Explosionsröhren im Trachyttuffe.

Am Nordrand beschreibt Kaiser (184) Stöcke mit Apophysen, ein Teil der durch v. Dechen (163) als selbständige Gänge bezeichneten Durchbrüche hat sich bei der neuen Aufnahme als Apophysen erwiesen; das einzige Beispiel eines mächtigen und anhaltenden Ganges bildet der $1\frac{1}{2}$ km lange Gang des Stelzenbergs.

Nach Mordziol (206) sind die dem Devon auflagernden Liegendschichten Aufschüttungen des Unterlaufs eines deltaartigen verzweigten Stromes. Nach Fliegel (171) ist es fraglich, ob diese Schichten dem Oberoligocän oder dem Untermiocän angehören; er stellt daher den Beginn der Eruptionen an die Grenze von Oligocän und Miocän. Trotz der Formationsgrenzen sind jedoch die gesamten kontinentalen Ablagerungen einheitlich und bezeichnen „in ihrer Aufeinanderfolge einen allmählichen Wechsel der physikalischen Verhältnisse des Niederrheingebietes".

e) Eifel, speziell Laacher See-Gebiet.

Umgekehrt wie im Siebengebirge ist hier die normale Gesteinsfolge Basalt-Trachyt.

Die Schlackenvulkane, die den Laacher See umrahmen, sind aus leucitbasaltischem Gestein aufgebaut, das wahrscheinlich durchweg älter ist als der diluviale Löß. Die Berge sind alle älter als der See und seine Umwallung. Der graue trachytische Tuff ist jünger als der diluviale Löß. Der Tuff überlagert auch Bimsstein, doch ist der Altersunterschied unwesentlich, vielleicht sind sie gleichzeitig. Beide bestehen aus dem Laacher Trachyt. Der Kessel des Laacher Sees ist nach Rauff, Kaiser (212) und Mordziol (206) der Ursprungsherd der Bimssteinmassen des Neuwieder Beckens.

Zur jüngeren diluvialen Gruppe des Laacher Sees gehört der Rodderberg mit wohlerhaltenen Schlacken, Tuffen und Krater. Er ist der am weitesten nach Norden vorgeschobene Ausbruch, der von den nächsten Vorkommen, Bausenburg und Leilenkopf, ungefähr 20 km entfernt liegt. Das basaltische Gestein ist hier wie dort ein Mittelglied zwischen Leucit- und Nephelinbasalt. Abgesehen von zwei unbedeutenden Lavaergüssen hat aber der Vulkan nur lose Ausbruchsmassen, namentlich Schlacken und Lapilli geliefert, welche meist deutliche Schichtung zeigen. Der Ausbruch erfolgte nach Laspeyres (197) auf dem damals 160—180 m hohen Rücken zwischen dem Rheintale und dem Tale von Niederbachem, und zwar als beide Täler schon zu ihrer vollen Tiefe eingeschnitten waren; nach Steinmann und Rauff (211 a) zwischen der Ablagerung des älteren und der des jüngeren Löß.

Die zahlreichen übrigen Vulkane der Eifel sind durch v. Dechen in den „Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz" zusammengestellt. Die ältesten Spuren vulkanischer Tätigkeit sind in pflanzenführenden Tuffen der Gegend von Dann und Dreis in Form von Augit-, Olivin- und Sanidinkristallen gefunden, die v. Dechen für gleichalterig mit den entsprechenden pflanzenführenden Ablagerungen des Siebengebirges hält. Deren Alter wurde auf Grund ihrer Flora: *Cinnamomum polymorphum* Ung., *C. lanceolatum* Heer, *Juglans accuminata* Heer, *Sequoia Langsdorfi* Heer var. von Weber als oberoligocän bestimmt. Danach würden also die ersten Eruptionen der Eifel gleichalterig mit denen des Siebengebirges sein, begannen also an der Grenze von Oligocän und Miocän, währten aber bis in das Diluvium.

f) Westerwald.

Die zumeist aus Basalten bestehenden Eruptivgesteine des Westerwaldes bilden Kuppen und Bergrücken und besonders Decken. Der Lagerung zu den tertiären Sedimenten entsprechend unterscheidet man bei letzteren Sohl- und Deckbasalte. Nach Kayser (185) bildeten sich die tertiären Ablagerungen als Absätze aus einem oder mehreren Seen oder Sümpfen. Schon während ihres Absatzes erfolgten mehrfach kleinere Eruptionen. Nach ihrer Ablagerung fanden die Ausbrüche des Deckbasaltes statt.

Diese tertiären Sedimente und Basalte liegen nahezu horizontal; den unteren Teil des Tertiär bilden Tone, die zahlreiche unter-

geordnete Einlagerungen von Sand, Kies, Braunkohle, Basalt und Basalttuff enthalten; den oberen bildet die Basaltdecke. Das geologische Alter dieser Bildungen wird nach den organischen Resten als Oberoligocän oder Untermiocän bestimmt.

Angelbis (144) nimmt an, daß der Sohlbasalt unter den ihn bedeckenden jüngeren Ablagerungen eine zusammenhängende Decke bildet und in den Mulden dieser Basaltdecke sich dann die Konglomerate und die z. T. der Zersetzung dieser ihren Ursprung verdankenden Tone ablagerten. Es folgte die Bildung der Braunkohlenflöze und der mit diesen wechsellagernden Ton- und Konglomeratmassen. Zuletzt erfolgte eine zweite, weniger bedeutende Eruption, deren Massen sich ebenfalls meist deckenförmig verbreiteten.

Zahlreiche einzelne Basaltkegel und kleinere Basaltströme lassen sich nach Norden bis zur Sieg, nach Westen bis an das Rheintal, nach Süden bis zur Lahn verfolgen. Die Verbindung nach Osten zum Vogelsberg vermitteln nur wenige Basaltpunkte (Braunfels und Stoppelberg bei Wetzlar). Südlich des Lahntals im Taunus finden wir nur wenige schmale Basaltgänge: so bei Usingen, bei Itstein und bei Wiesbaden. Dechen zählt im Westerwalde nicht weniger als 410 einzelne Kuppen und 45 Gänge.

Lage und Beziehungen der mitteldeutschen Vulkane zum Meer.

Mit geringen Ausnahmen sind die Vulkane nördlich des Main nicht älter als Miocän. v. Knebel (189) beschreibt allerdings eocäne Tuffmaare mit Basaltfüllung im Taunus; Gagel (177) fand basaltische Tuffe im westbaltischen Untereocän (auf der Greifswalder Oie, bei Schwarzenbek, Breetze, Hemmoor etc.). Er glaubt, daß diese Tuffschichten mit den basaltischen Masseneruptionen im Atlantik in Verbindung stehen, deren zerstückelte Überreste im Norden Irlands, auf den Hebriden und auf den Faröer vorhanden sind.

Da die ersten Eruptionen an die Grenze von Oligocän und Miocän gestellt werden, so beginnen wir den Überblick über die Meeresgrenzen mit dem Untermiocän. Am Beginn des Miocän bildeten Schleswig-Holstein und Nordhannover den äußersten Osten des holländisch-belgischen Nordmeeres, das im Mittelmiocän unbedeutend nach Süden transgredierte. In der Kölner Bucht

bezeichnet nach Fliegel etwa die Linie Rheinberg—Kamp—Geldern die mittelmiocäne Meeresgrenze. Nördlich von Osnabrück und dem Wiehengebirge, in Hannover, in der Altmark und in Mecklenburg finden wir marines Mittelmiocän. Im Obermiocän läuft die Grenze des Nordmeeres von Holland nach Lüneburg und in die Priegnitz. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß sie sich von den Niederlanden her wenigstens bis in den nordwestlichsten Teil der rheinischen Bucht erstreckte. Im Pliocän weicht das Meer in den Norden von Holland, Belgien und Frankreich zurück. Die Grenze des quartären Meeres ist nicht festzustellen. Mourlon (209) und Rutot (219) haben zwar geglaubt, an der Maasmündung altdiluviale Meeresablagerungen feststellen zu können, doch ist der Richtigkeit dieser Annahme von Lorié lebhaft widersprochen worden. Jedenfalls dehnte sich das Festland, dem auch England angehörte, bedeutend weiter nach NW. aus als jetzt.

Die Entfernungen der Meeresküste von den verschiedenen nord- und mitteldeutschen Vulkanen waren im Mittelmiocän:

	Nordmeer	Südmeer (im Alpenvorland)		Nordmeer	Südmeer (im Alpenvorland)
Vogelsberg . .	200 km	230 km	Westerwald . . .	150 km	300 km
Rhön	240 „	180 „	Siebengebirge . .	120 „	330 „
Knüll	180 „	260 „	Habichtswald . .	150 „	330 „
Kaiserstuhl . .	400 „	80 „	Meißner	160 „	320 „
Odenwald . .	300 „	140 „	Reinhardswald .	130 „	340 „
Eifel	160 „	320 „	Solling . .	100—120 „	380 „

Es erscheint mithin im Mittelmiocän bei diesen Eruptionen der Einfluß des Meerwassers wohl ausgeschlossen. Im Obermiocän sind die Meeresgrenzen weit zurückgewichen, im Pliocän und im Quartär hält diese Regression an.

In das Mittelmiocän verlegte man die starke Zerstückelung des Bodens in Schollen, die alle deutschen Mittelgebirge aufweisen. Die tektonischen Bewegungen galten als Ursache des gleichzeitig tätigen Vulkanismus. Besonders die Arbeiten von Stille, weiterhin die von Bücking, Grupe, Harbort, Mestwerdt, Schröder etc. haben mehrfach wiederholte Schichtenverschiebungen vom oberen Jura an bis in das Diluvium hinein nachgewiesen. Schon in der ältesten vorcretacischen, der sogen. kimmerischen Phase, war der heutige Plan des Aufbaus in den wesentlichen Zügen vor-

gezeichnet. Die jüngeren Phasen änderten das Relief in den verschiedenen Gegenden in verschiedenem Maße. Ein sicherer Zusammenhang zwischen einer dieser Phasen (als Ursache) und den Eruptionen (als Wirkung) ist nach dieser neueren Auffassung der Tektonik Mitteldeutschlands noch nicht wieder festgestellt worden.

VIII. Allgemeine Zusammenfassung und Schlußfolgerungen.

Von den untersuchten Gebieten erloschener Vulkane war seinerzeit nur eines direkt am Meere gelegen, allerdings das größte — Ungarn. In Böhmen beträgt die mittlere Entfernung des tätigen Vulkangebietes von der nächsten Meeresgrenze ungefähr 150 km, in Frankreich 200 km. Bei der Annahme des obermiocänen Alters lagen die Vulkane der Alb mehr als 400 km vom gleichzeitigen Meere entfernt. In Mittel- und Norddeutschland blieben die Meeresgrenzen selbst bei der mittelmiocänen Transgression durchschnittlich um 100—240 km den Vulkanen fern, im Unter- und Obermiocän noch weiter. Demnach kann, abgesehen von Ungarn, das Eindringen des Meerwassers als Ursache der vulkanischen Erscheinungen nicht in Betracht kommen.

Süßwasserablagerungen finden sich in allen diesen meeresfernen Vulkangebieten. In Nordböhmen bestand zu Beginn der Eruptionen anscheinend ein größeres Becken, ebenso am Knüllgebirge. Der Vogelsberg lag dicht am Mainzer Becken. Rhön, Meißner, Habichtswald, Solling, Westerwald, Siebengebirge, Eifel zeigen die Sedimente gleichzeitig mit den Vulkanen vorhandener Süßwässer (Seen, Moore, Flüsse). Im Hegau war ein See vorhanden. Im Zentralplateau sind die den Eruptionen gleichalterigen Sedimente meist Flußablagerungen.

Zur Zeit der Eruptionen herrschte in den mitteleuropäischen Vulkangebieten tropisches oder subtropisches, jedenfalls humides Klima. Das Zentralplateau und Mitteldeutschland waren stark abgetragene Fastebenen, auf denen das Wasser vielfach stagnierte.

Gemeinsam ist den besprochenen Vulkanen ferner das Auftreten in Zerrüttungszonen. Die Mehrzahl von ihnen liegt am Rande oder innerhalb von Senkungsfeldern, d. h. an solchen schwächsten Stellen der Erdrinde, wo der Ausgleich zwischen Hebungen und Senkungen zu beträchtlichen Zerrungen und Rissen

führte. Die ursprüngliche Anlage der Senkungen ist oft älter als die mit ihm in Zusammenhang stehenden Vulkane. Der Rheintalgraben ist in der Anlage sicher älter als der in ihm liegende Kaiserstuhl. Aber hier haben die Senkungen bis in das Diluvium hinein fortgedauert, und sind auch heute — den Erdbeben nach zu schließen — noch nicht abgeschlossen. Am und im Vogelsberg sind bis in das Diluvium hinein ebenfalls Senkungen festgestellt worden, ebenso in der Alb. Das vorhandene Senkungsfeld der Wetterau und das der Hessischen Senke sind möglicherweise in der ursprünglichen Anlage nicht jünger als der Rheintalgraben. Entsprechendes gilt auch für Ungarn, Böhmen und Zentralfrankreich. Wahrscheinlich entsprechen Zeiten stärkerer tektonischer Störung solche vulkanischer Tätigkeit.

Bei einem Vergleich der hier besprochenen Vulkane untereinander hinsichtlich der Größe und der Verteilung ihrer Vulkanmassen, finden wir ebenfalls eine gewisse Abhängigkeit von der Tektonik.

Die geförderten Lavamassen sind gering im Tafeljura, bedeutender in Mitteldeutschland, Böhmen und Frankreich, am größten in Ungarn. Diese Unterschiede können wohl auf die Verschiedenheiten im Ausmaße der tektonischen Störungen zurückgeführt werden. Die Vulkangebiete Ungarns umranden die Karpathen, in denen starke Verschiebungen gleichzeitig mit denen im Becken auftraten. Die böhmischen Vulkangebiete stehen im Zusammenhange mit dem Erzgebirgsabbruch; die Bedeutung der tektonischen Störungen ist hier wesentlich geringer als in Ungarn. In Zentralfrankreich und Süddeutschland klangen die alpinen Störungen aus; doch war ihre unmittelbare Wirkung in Form eigener Bewegungen in Zentralfrankreich weit stärker als in Süddeutschland. Über die entsprechenden Verhältnisse Mitteldeutschlands läßt sich zurzeit nichts Sicheres sagen.

Auch in der Verteilung der Vulkanmassen finden wir Vergleichspunkte. Eruptionszentren und eruptive Haupttätigkeit lagen in Ungarn, Böhmen und Frankreich an den Bruchrandzonen, an denen die Senkungsfelder absanken. Kleinere Ausbruchsstellen verteilen sich über die stehengebliebenen Horste wie über die gesunkenen Schollen. Im Tafeljura dagegen weisen die Eruptionen kein Zentrum auf. Sie entsprechen etwa den peripheren Ausbruchsstellen der großen Vulkangebiete.

Das Auftreten der Vulkane an und in Senkungsfeldern erklärt ihre häufige Lage am und im Meer; denn dieses erobert eine Senke, wenn die eustatischen Bewegungen einer Überflutung günstig sind und kein Gebirge den Zugang hemmt. Diese Bedingungen waren bei den hier untersuchten Gebieten nur in Ungarn erfüllt. Der Zusammenhang zwischen Meer und Vulkan ist in diesem Falle nur der einer gemeinsamen Abhängigkeit von der Tektonik.

Literaturverzeichnis.

(Umfaßt nur eine Auswahl der wichtigsten Literatur.)

Ungarn (einschließlich Steiermark).

1. Andrian, Das südwestliche Ende des Schemnitz-Kremnitzer Trachytstockes. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. **16**. p. 355. 1866.
2. Athanasiu, Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1897. p. 465.
3. Baumgartner, Über vulkanische Auswürflinge von Bad Tusnad in Siebenbürgen. Min.-petrogr. Mitt. 1902. **21**. p. 31.
4. Beudant, Voyage minéralogique et géologique en Hongrie. Paris 1819.
5. Boeckh, J,, Die geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1867. **17**. p. 234.
6. — Jüngeres Tertiär des Bakonyer Waldes. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1861. **11**. Verh. p. 126.
7. — Die geologischen Verhältnisse des südlichen Bakony. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. I. Teil Bd. 1, II. Teil Bd. 2. 1873.
8. — Geologische und Wasserverhältnisse der Umgegend der Stadt Fünfkirchen. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. **4**. 1881.
9. — Daten zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse im oberen Abschnitt des Izatals. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. **11**. 1897.
10. Boeckh, H., Geologische Verhältnisse der Umgebung von Nagy Marós. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. 1899. **12**.
11. — Vorläufiger Bericht über das Altersverhältnis der in der Umgebung von Schemnitz vorkommenden Eruptivgesteine. Földtani-Közlöni. 1901. **31**. p. 396.
12. — Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges. Jahresber. der k. ungar. geol. Anst. f. 1903. p. 155. 1905.
13. Cvijić, Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tors. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft 160. 1908.
14. Dreger, Alter des Weitendorfer Basalts. Verh. der k. k. ungar. geol. Reichsanst. 1902. p. 218.
15. Fuchs, Th., Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des ungarisch-steirischen Tieflandes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1877.
16. Gaal, Das Vorkommen des tertiären Salztons im Marostal. Földtani Közlöni. **39**. 1909.

17. Gesell, Bericht über die geologische Detailaufnahme in der Umgegend von Schemnitz und Windschacht. Földtani Közlöni. 1885.
18. — Die geologischen Verhältnisse des Kremnitzer Bergbaugebietes vom montangeologischen Standpunkt. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. **11**. 1897.
19. Halaváts, Die geologischen Verhältnisse des Alföld (Tieflandes) zwischen Donau und Theiß. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. **11**. 1897.
20. Hantken, Sarmatische Schichten in der Umgebung von Ofen. Verh. der k. k. geol. Reichsanst. 1867.
21. — Die geologischen Verhältnisse der Graner Braunkohlengebiete. Mitt. der k. ungar. geol. Anst. **1**. 1872.
22. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abh. Bd. 8. Heft 3. Wien 1905.
23. Hauer, Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. 1869.
24. — Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarischen Monarchie. Wien 1875.
25. Hauer und Stache, Geologie Siebenbürgens. Neue Ausgabe. 1885.
26. Herbich, Das Szeklerland. Mitt. d. k. ungar. geol. Landesanst. **5**, 2.
27. Hilber, Das Tertiärgebiet um Graz.
28. — Der Basaltlakkolith bei Weitendorf. Centralbl. f. Min. etc. 1905. p. 397.
29. Hochstetter, Über die Verbreitung der Inzersdorfer oder Congerienschichten in Österreich. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1860.
30. Hoernes, R., Bau und Bild der Ebenen Österreichs in: Bau und Bild von Österreich. 1903.
31. Hoffmann, Alter des Gutingebirges. Földtani Közlöni 1873 (zitiert nach Uhlig).
32. Hofmann, Die geologischen Verhältnisse des Ofen-Kavácsiergebirges. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. **1**, 2. 1872.
33. — Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. **3**, 4. 1879.
34. Inkey, Nagyag und seine Erzlagerstätten. Budapest 1885.
35. Judd, On the Ancient Volcanos of the District of Schemnitz. Qu. Journ. Geol. Soc. V. **32**. p. 292. 1897.
36. Koch, A., Die geologische Beschaffenheit des St. Andrä-, Vissegrád- und Piliser Gebirges. Mitt. der k. ungar. geol. Anst. **1** Heft 3. 1872.
37. — Geologische Beschaffenheit der am rechten Ufer gelegenen Hälfte der Donautrachytgruppe nahe Budapest. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **28**. 1876.
38. — Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. (Mit Literaturverzeichnis von 1863 an.) Budapest. ungar. geol. Ges. 1900.
39. — Skizze des geologischen Baues des Fruskagora-Gebirges.
40. Kreutz, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **21**, 1. 1871.

41. Lapparent, Traité de Géologie. Paris 1906.
42. Leitmeier, Die Basalte von Weitendorf in Steiermark. Dies. Jahrb. 1909. Beil.-Bd. XXVIII. p. 219.
43. — Zur Altersfrage des Basalts von Weitendorf in Steiermark. Mitt. des naturwiss. Ver. für Steiermark. **46**.
44. Lipold, Der Bergbau von Schemnitz. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **17**. 1867.
45. Lóczy, Gruppierung der Gebirgs-, Hügel- und Flachländer des ungarischen Reiches. Führer durch das Museum der k. ungar. geol. Reichsanst. Budapest 1910.
46. Nopcsa jr., Zur Geologie der Gegend von Gyulofehérvár, Déva Ruszkabánja und der rumänischen Landesgrenze. Mitt. der k. ungar. geol. Anst. **14**, 4. 1905.
47. Noszky, Beiträge zur Geologie des Cserhát. Földtani Közlöni. **36**. p. 463.
48. Palfy, Über die Altersverhältnisse der Andesite im siebenbürgischen Erzgebirge. Földtani Közlöni. 1903.
49. Papp, Das eocäne Becken von Forna im Vértes. Földtani Közlöni. **27**. 1897.
50. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Miskólcz. Mitt. der k. ungar. geol. Anst. **16**, 3.
51. Peters, Geologische Studien aus Ungarn. 1907.
— — Umgegend von Ofen. Jahrb. der k. k. Reichsanst. 1857. p. 308.
— — Umgegend von Vissegrád-Gran. Jahrb. der k. k. Reichsanst. 1859. p. 482.
52. Preiss, Die Basalte vom Plattensee, verglichen mit denen Steiermarks. Mitt. des naturwiss. Ver. für Steiermark. 1908. p. 60.
53. Primics, Die trachytischen Gesteine des Láposergebirges. Földtani-Közlöni. 1886. p. 190.
54. vom Rath, Bericht über eine geologische Reise nach Ungarn im Herbst 1876. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1876.
55. v. Richthofen, Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **10**. 1859.
56. — Studien aus dem ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirge. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **11**. 1860.
57. Roth v. Telegd, Die Aranyosgruppe des siebenbürgischen Erzgebirges. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1900.
58. Rozlozsnik, Die Eruptivgesteine des Gebiets zwischen den Flüssen Maros und Körös. Földtani-Közlöni. **35**. 1905. p. 505.
59. Sawicki, Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. Mitt. der k. ungar. geol. Anst. 1909.
60. Schafarzik, Geologische Aufnahme des Piliser Gebirges und der beiden Wachtberge bei Gran. Földtani Közlöni. 1884. p. 409.
61. — Über die Propylitfrage. Földtani Közlöni. 1886. p. 358.
62. — Die Pyroxenandesite von Cserháts. Mitt. d. k. ungar. geol. Anst. 1895.
63. — Kurze Skizze der geologischen Geschichte der Gebirge am Eisernen Tor an der unteren Donau.

64. Semper, Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges. Abh. der geol. Landesanst. 1900.
65. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Min.-petr. Mitt. **21**. 1902.
66. Stache, Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Unghvár in Ungarn. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **21**. 1871.
67. — Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Waitzen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **16**. 1866.
68. — Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet des oberen Neutraflusses und bei Kremnitz. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **19**. 1869.
69. v. Staff, Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Gerecsegebirges. Mitt. der k. ungar. geol. Anst. **15**. Heft 3. 1906.
70. Stur, Beiträge zur Kenntnis der Flora, der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener und ungarischen Becken. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1867. **17**.
71. — Geologie der Steiermark. 1871.
72. Suess, E., Das Mittelmeer. Antlitz der Erde. Bd. I. Teil 2. p. 360.
73. Szabó, Die Beziehungen des Trachyts zu den Sedimentgesteinen bei Budapest. Amtl. Ber. über die 32. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte. Wien 1856.
74. — Die Trachyte und Rhyolithe in der Umgebung von Tokay. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **16**. 1866.
75. — Geologische Beschreibung der Umgegend von Selmecbanya. Math. u. naturwiss. Ber. für Ungarn. **9**.
76. — Geschichte der Geologie von Schemnitz. Vortrag gelegentlich des montanistischen Kongresses. Budapest 1885.
77. Szádeczky, Über den geologischen Aufbau des Bihargebirges. Jahresber. der k. ungar. geol. Anst. 1904. p. 178. 1906.
78. — Bericht über die 1905 im Bihargebirge 1907 vorgenommene Aufnahme. Jahresber. f. 1905. p. 144.
79. — Beiträge zur Geologie des Vlegyásza-Bihargebirges. Földtani Közlöni. 1904.
80. — Das nordwestlich von Sátoralja-Ujhely zwischen Buda-Bánjacska und Kovácsvágás liegende Gebiet in geologischer und petrographischer Hinsicht. Földtani Közlöni. 1897. **27**.
81. Taeger, Die geologischen Verhältnisse des Vértesgebirges. Mitt. der k. ungar. geol. Anst. 1908. **17**, 1.
82. Treitz, Bodenkarte der Umgegend von Magyar-Ovár (ungar. Altenburg). Mitt. der k. ungar. geol. Anst. 1898. **11**. H. 7.
83. — Geologische Beschreibung des Gebietes zwischen Donau und Theiß. Földtani Közlöni. **30**.
84. Uhlig, Bau und Bild der Karpathen in: „Bau und Bild von Österreich". 1903.
85. — Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. der k. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Klasse. 1907.
86. Wolf, H., Erläuterungen zu der geologischen Karte der Umgebung von Haydn-Námas, Tokay. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1869. **19**.

87. Zepharovich, Die Halbinsel Tihany im Plattensee und die nächste Umgebung von Füred. Sitzungsber. d. math.-naturw. Klasse d. k. Akad. d. Wiss. **19**. Wien 1856.

II. Böhmen.

88. Becke, F., Vorläufige Mitteilung über die Auffindung von Theralith am Flurbühel bei Duppau. Verh. der k. k. geol. Reichsanst. 1900. p. 351.
89. Fötterle, Die Braunkohlenablagerungen im Egerer Tertiärbecken. Verh. der k. k. geol. Landesanst. 1867.
90. Etzold, Die Braunkohlenablagerungen im Königreich Sachsen. Braunkohlenhandbuch. 1907. p. 150.
91. Hauer, Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt I, II. Textheft. 1869.
92. Hibsch, Geologischer Aufbau des Böhmischen Mittelgebirges. IX. Intern. geol. Kongr. Exkurs. in Österr. 1903.
93. — Über die Lagerungs- und Altersverhältnisse der norböhmischen Braunkohlenbildung. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1901. p. 83.
94. — Bemerkung zur Frage der Abhängigkeit vulkanischer Ausbrüche von Spalten. Centralbl. f. Min. etc. 1909. p. 526.
95. — Erläuterungen zur geologischen Karte des Böhmischen Mittelgebirges. Min.-petr. Mitt.
I. Blatt Teschen. 1895.
II. „ Rongstock—Bodenbach. 1900.
III. „ Bensen.
IV. „ Aussig. 1904.
V. „ Großpriesen. 1903.
VII. „ Teplitz—Boreslau. 1908.
XI. „ Kostenblatt—Milleschau. 1905.
XII. „ Lobositz (von G. Irgang). 1909.
VI. „ Wernstadt—Zinkenstein. 1911.
95a. — Über die geologische Spezialaufnahme des Duppauer Gebirges im nordwestlichen Böhmen. Verh. der k. k. geol. Reichsanst. 1901. p. 53.
96. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen Österreichs in: Bau und Bild von Österreich. 1903.
97. Jahn, Über die erloschenen Vulkane bei Freudental. Verh. der k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1906. p. 113.
98. — Über das quartäre Alter der Basalteruptionen im mährisch-schlesischen Niederen Gesenke. Sitzungsber. der k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Klasse. **116**. I. 1907.
99. — Über die Altersfrage der sudetischen Eruptionen. Sitzungsber. der. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Klasse. B. C. XVIII. Wien 1909.
100. — Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **30**. 1878.
101. Jokély, Zur Kenntnis der Beschaffenheit des Egerer Kreises. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1856. **7**. p. 479. **8**. p. 1.
102. — Die tertiären Süßwassergebiete des Egerlandes und der Falkenauer Gegend in Böhmen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1857. **8**. p. 466.

103. Jokély, Die Tertiärablagerungen des Saazer Beckens und der Teplitzer Bucht. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1858. **9**. p. 19.
104. — Das Leitmeritzer vulkanische Mittelgebirge. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **9**. 1858. p. 398.
105. Jüttner, Die Basaltergüsse der Gegend von Freudental. Zeitschr. des mährischen Landesmuseums. **7**. Heft 2. 1907. p. 182.
106. — Zur Bildungsgeschichte der mährisch-schlesischen Basaltberge. Verh. der k. k. geol. Reichsanst. No. 16. 1908. p. 362.
107. Katzer, Geologie von Böhmen. Prag 1892.
108. Laube, Geologische Exkursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmens. Leipzig (Zusammengestellte Literatur bis 1884) 1884.
109. Löwl, Der Gebirgsbau des mittleren Egertals. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1882.
110. Proft, Kammerbühl und Eisenbühl, die Schichtvulkane des Egerer Beckens. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1894.
111. Purgolt und Augener, Das Braunkohlenbecken von Aussig—Komotau—Priesen. 1874.
112. Reuss und Meyer, Die tertiären Süßwassergebilde des nördlichen Böhmens und ihre Versteinerungen. Paläontogr. 2. Bd. Kassel 1879.
112 a. Reuss, Geognostische Skizzen aus Böhmen. I. Umgebung von Teplitz und Bilin. 1840. II. Umgebung von Marienbad, Franzensbad. 1862.
112 b. — Die Gegend zwischen Komotau, Saaz. Raudnitz und Teschen in ihren geognostischen Verhältnissen. 1864.
113. Reyer, Über die Tektonik der Vulkane in Böhmen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **29**. p. 463. 1879.
114. Roemer, F., Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.
115. Rosival, Geologische Exkursionen in den Mineralquellengebieten von Franzensbad, Marienbad, Karlsbad. Exkursionsführer IX. intern. Geol.-Kongr. 1903.
116. Sieber, Zur Kenntnis der nordböhmischen Braunkohlenflora. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. 1883.
117. Stur, Studien über die Altersfolge der nordböhmischen Braunkohlenbildungen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. **29**. 1879. p. 157.
118. Suess, E., Das Mittelmeer. Antlitz der Erde. Bd. I. Teil 2. p. 360.
119. Suess, F. E., Bau und Bild der böhmischen Masse. Bau und Bild von Österreich. 1903.
120. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1901.
121. — Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1893.
122. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Freudental. Wien 1898.

Frankreich. Zentralplateau.

123. Boule, Succession des Eruptions volcaniques dans le Velay. Comptes rendus sommaires des séances de la Société géol. 2. dec. 1889.
124. — Description géologique du Velay. Bulletin des services de la Carte géol. de la France. 1892.

125. Boule, Constitution géologique des environs du Puy. Bull. Soc. géol. de France. 3 série. **17**. p. 270. 1899.
126. — Les Volcans de la France Centrale. Congrès géol. intern. Paris 1900.
126a. Fabre, G., Stratigraphie des Petits Causses entre Gévaudan et Vivarais. Bull. soc. géol. de France. 3 sér. **21**. 1894. p. 640—678.
127. Fouqué, Le Plateau central de la France. Discours eu dans la Séance publique annuelle 1890 des cinq Académies du 25 octobre 1890.
128. Giraud, Études géologiques sur la Limagne. Paris 1902.
129. Glangeaud, Une Chaîne volcanique miocène à l'ouest de la Chaîne des Puys. Bull. soc. géol. de France. 1906. p. 238.
130. — Les chaînes volcaniques du Puy-de-Dôme. Ebenda. 1907. p. 25.
131. — La chaîne des Puys et la petite chaîne des Puys. Ebenda. 1907. p. 49.
132. — Les éruptions volcaniques de la Limagne. Ebenda. 1908. p. 262.
133. — Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme. Bull. serv. Carte géol. de France. 1909.
134. — Les volcans d'Auvergne. Revue scient. 1909.
135. Lapparent, Traité de Géologie. E. V. 1906.
136. Lemoine, Géologie du Bassin de Paris. 1911.
137. Michel-Lévy, Situation stratigraphique des régions volcaniques de l'Auvergne. Bull. Soc. géol. de France. 3 série. **18**. p. 680.
138. — Massiv du Mont-Dore, Chaîne des Puys et Limagne. Congrès géol. international. Paris 1900.
139. Philippi, Bericht über die Exkursion des X. Pariser Geologenkongresses (Zentralplateau). Centralbl. f. Min. etc. 1900. p. 305.
140. Poulett Scrope, The Geology and Extinct Volcanoes of Central France. II. E. London 1858.
141. — Über Vulkane. Übersetzt von Klöden. 2. Aufl. Berlin 1872.
142. Termier, Sur les Eruptions de la région du Mézenc vers les confins de la Haute-Loire de l'Ardèche. Compt. rend. 1887.
143. — Les éruptions du Velay. Bull. du service de la Carte de France. n° 13 Juin 1890.

Deutschland.

144. Angelbis, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blatt Marienberg.
145. Bauer, M., Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Berlin. 1900. p. 1023 und 1903. p. 192.
146. Becker, Der Roßbergbasalt bei Darmstadt und seine Zersetzungsprodukte. Dissertation. Halle 1904.
147. — Der Wartenberg bei Geisingen in Baden. 1906.
148. Blanckenhorn, Geologie und Topographie der näheren Umgebung Kassels. Festschr. zur 25. Vers. deutsch. Naturforscher u. Ärzte. Kassel 1903.
149. — Zur Kenntnis der vulkanischen Erscheinungen und der Stratigraphie am Nordwestrande der Röhn. Bericht über die Aufnahme des Blattes Hünfeld in den Jahren 1903—1908. Jahrb. der geol. Landesanst. Bd. XIV. Heft 4.

150. Blanckenhorn, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blatt Ostheim vor der Rhön. Lief. 171.
151. Branca, Schwabens 125 Vulkanembryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren, das größte Maargebiet der Erde. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1894. 1895.
152. — Ein neuer Tertiärvulkan bei Scharnhausen, zugleich ein Beweis, daß einst die Alb sich bis an die Landeshauptstadt ausdehnte. Univ.-Progr. Tübingen 1890.
153. — Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries bei Nördlingen. Abh. der k. preuß. Akad. d. Wiss. 1903.
154. — Beleuchtung der abermaligen Angriffe W. Kranz' in der Spaltenfrage der Vulkanembryonen des Uracher Gebiets. Centralbl. f. Min. etc. 1911. p. 356.
155. Branca und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Abh. der k. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1901.
156. — Beweis für die Richtigkeit unserer Erklärung des vulkanischen Ries bei Nördlingen. Sitzungsber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 25. April 1901.
156a. — Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Abh. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1905.
157. — Abwehr der Angriffe W. Kranz' gegen unsere das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffenden Arbeiten. Centralbl. f. Min. etc. 1911. p. 450.
158. Bücking, Geologie der Rhön. 1908.
159. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Lief. 171:
1890—1893 Blatt Gersfeld,
1906—1908 „ Spahl,
1904—1908 „ Hilders,
1906—1908 „ Sondheim,
1890—1905 „ Kleinsassen.
160. Chelius, Geologischer Führer durch den Odenwald.
161. — Geologischer Führer durch den Vogelsberg. Gießen 1905.
162. Credner, Die Gliederung des Leipziger Oligocän. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **30**. 1878.
163. Dechen, Über die Lagerung der trachytischen Gesteine im Siebengebirge. Sitzungsber. d. Naturwiss. Ver. Rheinland-Westfalen. 1877. **36**. p. 108.
164. — Geognostischer Führer in das Siebengebirge. Bonn 1861.
165. — Geognostischer Führer zu dem Laacher See. Bonn 1864.
166. — Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalens. 1884.
167. Deffner und Fraas, Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg (Ries). 1877.
168. Delkeskamp, Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Tertiärbeckens. Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande. 1905.
169. Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. Stuttgart 1908.
170. Fliegel, Pliocäne Quarzschotter in der niederrheinischen Bucht. Jahrb. d. Landesanst. 1907. p. 92.
171. — Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im niederrheinischen Tieflande. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1911.

172. Fraas, E., Die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1911. p. 535.
173. Fraas, O., Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Hohentwiel. 1879.
174. — Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. 1882.
175. Freudenberg, Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. d. Großh. Bad. Landesanst. V. Bd. 1. 1901.
176. Futterer, Die Tertiärschichten von Großsachsen. Mitt. der Großh. Bad. Landesanst. II. Bd. 1881.
177. Gagel, Über die Bedeutung und Herkunft der westbaltischen untereocänen Tuff-(Asche-)Schichten. Centralbl. f. Min. etc. 1907.
178. Grupe, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgression im Solling und seinem Vorlande. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1908. **29**. Teil 1, Heft 6.
179. — Über das Alter der Dislokationen des hannoverisch-hessischen Berglandes und ihr Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911. p. 264.
180. Grupe und H. Stremme, Die Basalte des Solling und ihre Zersetzungsprodukte. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1911. **32**.
181. Gümbel, Geologie von Bayern. 1888.
182. Gutmann, Gliederung der Molasse und Tektonik des östlichen Hegaus. Mitt. d. Großh. Bad. geol. Landesanst. 1911. VI. Bd. 2. H.
183. Hartung, Das Rhöngebirge nach Entstehung und Oberflächengestaltung. Marburg 1912.
184. Kaiser, Geologische Darstellung des Nordabfalls des Siebengebirges. Mitt. aus dem Mineralog. Institut der Universität Bonn. 1897.
185. Kayser, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blatt Koblenz, Ems.
186. Klemm, Führer bei geologischen Exkursionen durch den Odenwald. Berlin 1910.
187. Knebel, Studien über das vulkanische Phänomen im Nördlinger Ries. 3 Teile. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903.
188. — Vergleichende Studien über die vulkanischen Phänomene des Tafeljura. Sitzungsber. physik.-med. Soc. zu Erlangen. **35**. 1903.
189. — Basaltmaare im Taunus. Sitzungsber. physik.-med. Soc. zu Erlangen. **35**. 1903.
190. Knoop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.
191. v. Koenen, Alter und Gliederung der Tertiärbildung zwischen Guntershausen und Marburg. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **31**. 1879.
192. — Über die Kasseler Tertiärbildungen. Dies. Jahrb. 1892.
193. — Über die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1910.
194. Koken, Bemerkungen über das Tertiär der Alb. Centralbl. f. Min. etc. 1900.
195. Kranz, Bemerkungen zur 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg. Centralbl. f. Min. etc. 1908.

196. Kranz, Hebung oder Senkung im Rheinischen Schiefergebirge? Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1911/1912.
197. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1901.
198. Lepsius. Das Mainzer Becken. 1883.
199. — Die oberrheinische Tiefebene. In: Geologie von Deutschland. I. Teil. 1885.
200. v. Linstow, Über Verbreitung und Transgression des Septarientons im Gebiet der mittleren Elbe. Jahrb. d. k. preuß. Landesanst. 1904.
201. — Die Tertiärbildungen im Rheinhardswalde bei Kassel. Jahrb. der k. preuß. Landesanst. 1898. p. 1.
202. — Beiträge zur Geologie von Anhalt. Festschrift Adolf v. Koenen. 1907.
203. Lorenz, Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands. Sitzungsber. d. Nat.-hist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalen. 1907. II.
204. Mestwerdt, Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. 3. Jahresber. des Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover. 1910.
205. Möhl, Die südwestlichen Ausläufer des Vogelsberges. XIV. Bericht des Offenbacher Ver. f. Nat. 1872.
206. Mordziol, Über das jüngere Tertiär und Diluvium des rechtsrheinischen Teils des Neuwieder Beckens. Jahrb. d. k. preuß. Landesanst. **29**. 1908.
207. — Über Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens. Verh. d. Naturhist. Ver. der Rheinlande u. Westfalen. 66. Jahrg. 1909. p. 165.
208. — Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. Ber. über die Vers. d. oberrhein. geol. Ver. 43. Vers. Dürkheim 1910.
209. Mourlon, Les mers quaternaires en Belgique. Bull. royal. Acad. Belgique. 1896.
210. Öbbeke, Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte. Jahrb. d. k. preuß. Landesanst. 1889.
211. Rauff, Vulkangebiet des Laacher Sees. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **58**. 1906.
211 a. — Älterer Löß am Niederrhein. Verh. d. Naturhist. Ver. der preuß. Rheinlande u. Westfalen. Bonn 1909.
212. Rauff, Kaiser, Fliegel, Bericht über die Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Koblenz 1906.
213. Reinisch, Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig 1910.
214. Reck, Die känozoischen Vulkane Deutschlands und unsere Vulkantheorien. Naturwiss. Wochenschr. No. 49. 1908.
215. Regelmann, Die wichtigsten Strukturlinien im geologischen Bau Südwestdeutschlands. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1905.
216. — Gibt es einen Abbruch des Tafeljura am Donautalrand bei Ulm? Ber. Vers. Oberrhein. geol. Ver. 1909.
217. — Erläuterungen zur 8. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg. K. Württ. Statist. Landesamt 1911.
218. Rinne, Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1892. 1897.

219. Rutot, Les Origines du Quaternaire en Belgique. Mém. Soc. Belg. géol. 1897.
220. Salomon, Muschelkalk und Jura am Katzenbuckel. Centralbl. f. Min. etc. 1902. p. 651.
221. Schottler, Der Ettringer Bellerberg, ein Vulkan des Laacher Seegebiets. Dies. Jahrb. 1897. Beil.-Bd. XI.
222. — Geologische Skizze des Vogelsberges. Geologischer Führer durch das Großherzogtum Hessen. Teil IV. Darmstadt 1911.
223. Seyfried, Geognostische Beschreibung des Kreuzberges in der Röhn. Dissertation. Straßburg 1897.
224. Soellner, Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Dissertation. Straßburg 1901.
225. Steinmann, Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Sitzungsber. d. niederrhein. geol. Ver. 1907.
226. Steinmann und Graeff, Geologischer Führer der Umgegend von Freiburg. 1910.
227. Steuer, Allgemeine Zusammensetzung und Gliederung der Schichten im Mainzer Becken. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1911.
228. Stille, Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Niedersächs. geol. Ver. 1910.
229. Stremme, E., Beiträge zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen zwischen Kassel und Detmold. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **15**. 1888.
230. Streng, Über die basaltischen Kraterbildungen nördlich und nordöstlich von Gießen. Ber. oberrhein. Ges. Naturk. Gießen 1892.
231. Wilckens, Ein neues Vorkommen von Nephelinbasalt im badischen Oberlande. Mitt. d. Großh. Bad. Landesanst. 1905.
232. Wunstorf und Fliegel, Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. 1910. Heft 67.

Über ptygmatische Faltungen.

Von

J. J. Sederholm.

Mit Taf. XVII und 16 Textfiguren.

Sowohl von mir als auch von anderen Verfassern[1] ist wiederholt die Aufmerksamkeit auf die eigentümliche Art von Faltung gelenkt worden, die man in arteritischen Gneisen beobachtet und die meiner Ansicht nach offenbar in irgendeinem Zusammenhange mit dem Eindringen der granitischen Adern steht. Besonders im archäischen Gebiet des europäischen Nordens, im sogen. Fennoscandia, besitzen solche Gesteine große Verbreitung, ja gehören sogar zu den häufigsten Erscheinungen, obgleich sie natürlich nicht überall gleich typisch sind.

In der älteren schwedischen petrographischen Literatur wird besonders diese Art intensiver Faltung häufig mit dem alten

[1] U. Grubenmann, Über einige tiefe Gneise aus den Schweizer Alpen. XI. Congrès géol. intern. Stockholm 1910. p. 625. — P. J. Holmquist: The Archean Geology of the Coast-Regions of Stockholm. Geol. För. i Förh. 1910. **32**. p. 806 und Guides des Excursions en Suède. **15**. Ibid. — L. Milch, Über dynamometamorphe Erscheinungen an einem nordischen Granitgneis. Dies. Jahrb. 1900. II. p. 39. — J. J. Sederholm, Om bärggrunden i södra Finland. Fennia. **8**. No. 3. p. 29—35; — Über eine archäische Sedimentformation. Bull. Comm. géol. de Finl. No. 6. p. 133 ff. 1899; — Granit och gneis. (Granite and Gneis). Ibid. No. 23. 1907; — Ännu en gång urbergsfrågorna. Geol. För. i Stockholm Förh. 1909. **31**. p. 80; — Om palingenesen i den sydfinska skärgården och den finska urbergsindelningen. Ibid. 1912. **34**. p. 293; — Die regionale Umschmelzung (Anatexis), erläutert an typischen Beispielen. Compt. rend. du XI. Congr. géol. intern. Stockholm 1910. p. 573. — Ernst Weinschenk, Spezielle Gesteinskunde. 2. Aufl. 1907. Taf. VI Fig. 1.

Bergmannsausdruck w r e s i g, „unwirsch", bezeichnet. Ich habe die in Rede stehende Faltung, wenn sie in Arteriten, d. h. von Granitadern durchzogenen Gesteinen, vorkommt, als p t y g m a t i s c h bezeichnet, nach dem griechischen Wort πτύγμα, welches einfach „das Gefaltete" bedeutet.

Wie ich schon längst und wiederholt hervorgehoben habe, ist diese Erscheinung kaum anders zu erklären, als durch die Annahme, „daß die so überaus starke Faltung eben mit dem Eindringen des Granites und einer wahrscheinlich dadurch verursachten E r w e i c h u n g des Schiefers[1] im Zusammenhang stand". Jedenfalls hat die Faltung vor der vollständigen Erstarrung des Granites stattgefunden; denn sonst würde man in diesem wenigstens an den stark umgebogenen Stellen eine deutliche Druckschieferung und sonstige Kataklaserscheinungen entwickelt finden, was aber nicht der Fall ist.

Während der letzten Jahre ist es mir gelungen, sehr typische Beispiele solcher Ptygmatite zu finden, bei welchen auch ihre Genesis sehr deutlich hervortritt und welche deswegen verdienen, allgemeiner bekannt zu werden. Einige von ihnen sind von mir schon bei früheren Gelegenheiten kurz erwähnt worden, während andere erst kürzlich gefunden wurden.

So beobachtete ich im letzten Sommer in der unmittelbaren Nähe der Westgrenze des großen Wiborger Rapakiwigranit-Gebietes, auf einer kleinen Insel östlich der Lotsenstation Wåtskär, ein Vorkommnis ptygmatischer Faltung, welches deswegen von großem Interesse ist, weil die Erscheinung hier so streng lokalisiert ist, und zwar in unzweifelhaftem Zusammenhange mit der Kontaktwirkung des Rapakiwi auf die älteren Gesteine auftritt.

Der sehr typische Rapakiwi (Fig. 1) grenzt hier an einen alten archäischen (präbottnischen) Hornblendeschiefer, der aus metamorphosierten Plagioklasporphyriten und ihren Tuffen, z. T. mit Einlagerungen anderer sedimentärer Schiefer, besteht, sowie an einen ebenfalls präbottnischen, aber doch relativ schwach metamorphosierten, roten Gneisgranit, der jünger als jener Schiefer ist. An den betreffenden Stellen ist er jedoch vom Schiefer getrennt und hat auf diesen keine intensivere Kontaktwirkung ausgeübt.

---

[1] der im erwähnten speziellen Fall das injizierte Gestein bildete. Vergl. Bull. Comm. géol. de Finlande. No. 6. p. 134.

Alle die in Frage stehenden Injektionserscheinungen gehören also hier zum Rapakiwi. Die Grenzfläche zwischen diesem und dem Schiefer ist steil gegen Westen geneigt. Der Granit tritt also hier lakkolithisch oder bathylithisch auf. Am Kontakt, welcher in den moutonnierten und polierten, von den Wellen ganz reingespülten Felsen außerordentlich gut hervortritt (Fig. 2), ist der

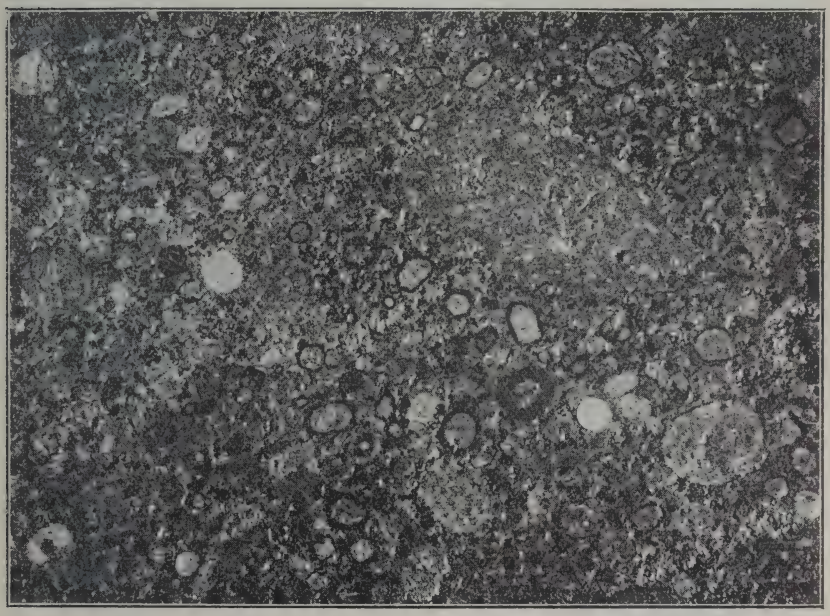


Fig. 1. Typischer Wiborg-Rapakiwi; rechts oben ein undeutlich erhaltener Einschluß. Kleine Insel im SW. von Buckholm (nordöstlich von Wåtskär), Kirchspiel Perno, Finnland. 1 : 5.

Schiefer von zahlreichen Pegmatit- und Aplitadern durchwoben und z. T. mit aplitischem Magma stark durchtränkt. Der Rapakiwi ist sehr grobkörnig bis an die Grenze, und seine Orthoklasovoïde mit der charakteristischen Plagioklasumrandung treten auch in den Schiefereinschlüssen am Kontakte auf (Fig. 3), ein deutlicher Beweis für die Permeabilität der Gesteine.

Die Eintränkung mit aplitischem Magma geht z. T. von breiteren aplitischen Spaltengängen aus, indem der Schiefer in der Nähe derselben heller und orthoklasreicher geworden ist (Fig. 4),

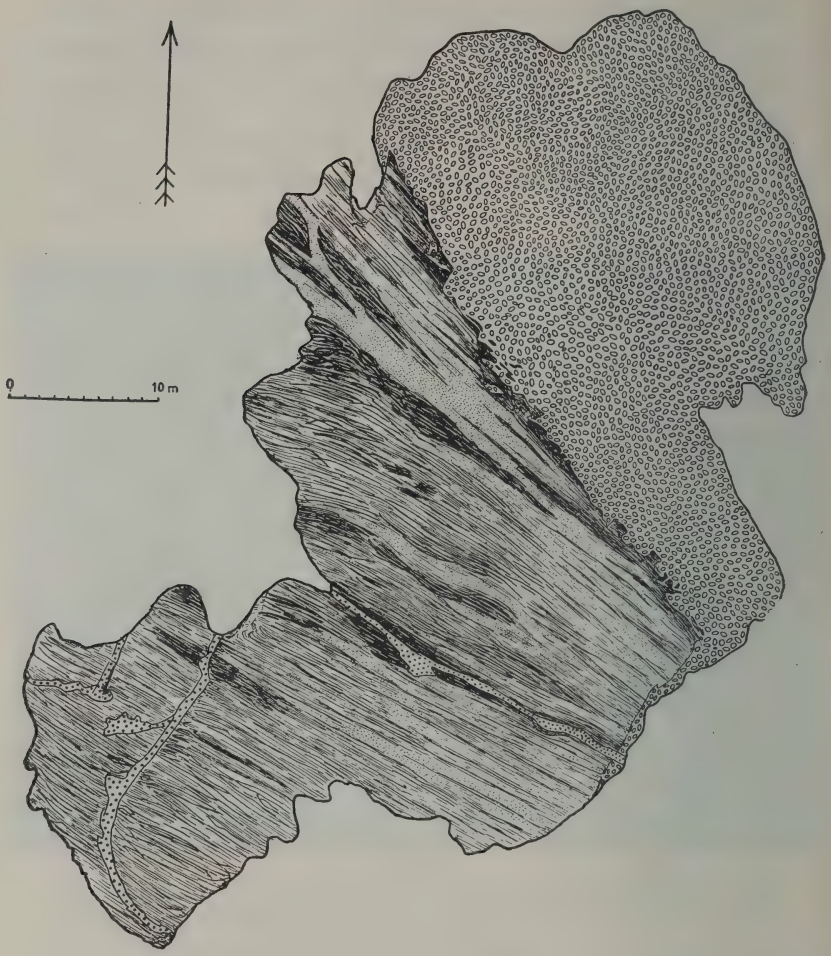


Fig. 2. Kontakt zwischen Rapakiwi und Hornblendeschiefer. Kleine Insel im SW. von Buckholm, Kirchspiel Perno. Maßstab 1 : 500. Der Rapakiwi ist durch kleine Ovoide bezeichnet, der zugehörige Aplit durch grobe Punkte. Dunklere und hellere Strichelung bezeichnen Hornblendeschiefer und -gneis, kleine Punkte den aplitisierten Schiefer.

teils steht sie in keinem sichtbaren Zusammenhang mit der Aderbildung. Diese erstreckt sich (Fig. 5) über eine Entfernung von 200—300 m von der Kontaktfläche, und noch weiter von dieser entfernt findet man vereinzelte geradlinige Spaltengänge von Rapakiwipegmatit oder -aplit bezw. Quarz mit spärlichem Feldspat.

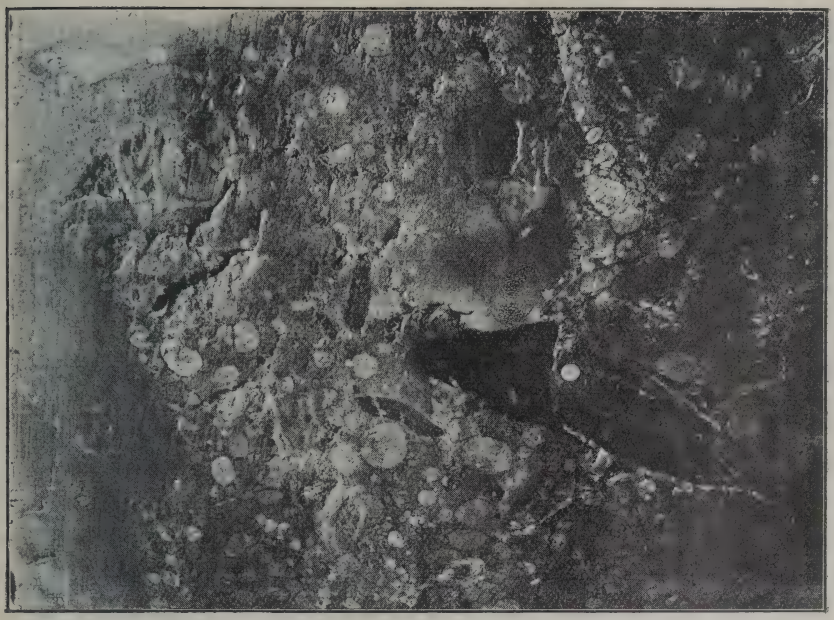


Fig. 3. Kontakt von Rapakiwi und Hornblendeschiefer an der Hauptgrenze in Fig. 2. Die Einschlüsse von Schiefer im Rapakiwi sind z. T. stark aplitisiert; innerhalb ihrer Umrisse sieht man oft die Feldspatovoide des Rapakiwi. 1 : 9.

An vielen Stellen hat das Eindringen des Aplites in den Schiefer in innigem Zusammenhange mit einer mechanischen Zertrümmerung des letzteren gestanden, in anderen Fällen aber bildet der Granit, welcher dabei auch die charakteristischen Struktureigentümlichkeiten des echten Rapakiwi zeigen kann, ganz unscharf begrenzte Linsen, welche randlich in den aplitischen Schiefer und dann allmählich ohne scharfe Grenze in den nicht sichtbar veränderten Hornblendeschiefer übergehen.

Wo der Schiefer in reichlicher Menge Adern enthält, erinnert er oft etwas an einen Adergneis (Arterit) (Fig. 6), wobei die Adern auch oft starke Biegungen und Faltungen aufweisen. Vereinzelte Adern zeigen nun auch diejenige charakteristische Faltung, die wir als ptygmatisch bezeichnet haben (Fig. 7). Die umgebende Schiefermasse zeigt dabei ein hälleflintartiges Aussehen und ist anscheinend massiger als die übrigen Teile des Schiefers.

Fig. 4. Kontakt des breitesten Aplitganges im südwestlichen Teil des in Fig. 2 abgebildeten Felsens mit Schiefer, sukzessive Durchtränkung des Nebengesteins mit Aplit zeigend. 1 : 8.

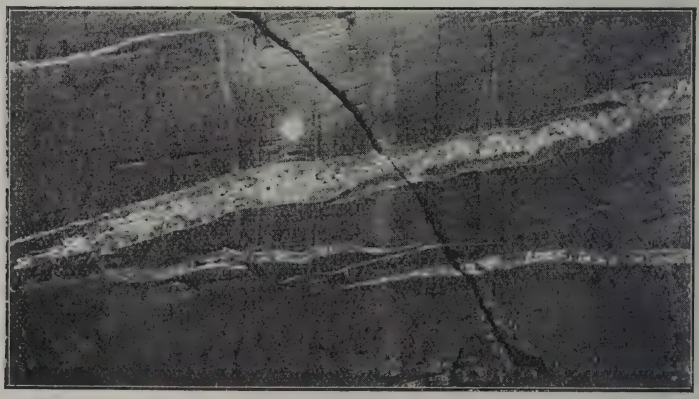


Fig. 5. Hornblendeschiefer mit gut getrennten Adern von Rapakiwi-Pegmatit. Kleine Insel im N. von Wåtskär im Kirchspiel Perno, 200 m westlich von der Hauptgrenze. 1 : 8.

Fig. 6. Hornblendeschiefer, z. T. aplitisiert, mit anastomosierenden Aplitadern. Kleine Insel im N. von Wåtskär, Kirchspiel Perno. 1 : 10.

Fig. 7. Ptygmatisch gefaltete Adern von Rapakiwi-Aplit in Schiefer. Kleine Insel im N. von Wåtskär, Kirchspiel Perno. ca. 2 : 5.

Auch mikroskopisch sind diese Kontaktgesteine von sehr großem Interesse. Es ist um so wertvoller, hier ein Material zu finden, das sich mit Vorteil mikropetrographisch untersuchen läßt, als im allgemeinen die von einer Granitisation betroffenen Gesteine strukturell und mineralogisch zu stark verändert sind, um für solche Untersuchungen ein geeignetes Objekt zu liefern. Hier findet man aber allmähliche Übergänge zwischen schwächer und stärker umgewandelten Gesteinen und kann also dem Gang der Veränderungen besser folgen.

Am Kontakte schmaler Adern von Rapakiwi-Aplit, weiter ab von der Hauptgrenze, der sonst eine recht schön erhaltene Primärstruktur (Taf. XVII Fig. 1) des Plagioklasporphyrs zeigen kann, erkennt man schon eine beginnende Veränderung. Quarz ist in das Nebengestein eingewandert, z. T. längs Kapillarspalten, z. T. die ganze Masse durchtränkend. Quarzkörner treten mörtelartig zwischen den größeren Plagioklasen auf und greifen ihre Randpartien an, wobei unregelmäßige poikilitähnliche Verwachsungen entstehen. Auch Orthoklaskörner werden dabei gebildet. Anstatt Hornblende findet man hier nur Biotit, was vielleicht auch von der Metamorphose herrührt.

Innerhalb der Aplitisierungszone ist der Schiefer fast allenthalben so stark verändert, daß die Primärstruktur verschwunden ist. Auch in einer Varietät, wo man makroskopisch helle Leistchen beobachtet, deren Anordnung an diejenige der porphyrischen Plagioklase erinnert, findet man mikroskopisch nur Anhäufungen von neugebildeten Quarz- und Feldspatkörnern, nebst spärlichen Resten von dem ursprünglichen Plagioklas. Sonst erinnert aber das Gestein (Taf. XVII Fig. 2) mit seinen abwechselnd salischen und femischen Streifen, welche letztere aus grünen Hornblendestengeln und braunen Biotitblättchen bestehen, noch sehr an gewisse stärker metamorphosierte Varietäten der Plagioklasporphyrite. Meistens ist aber in diesen Gesteinen die Umwandlung viel weiter gegangen. An Stelle der stengeligen und blätterigen femischen Mineralien treten mehr kompakt-kristalline Körner von grüner Hornblende, hellem Pyroxen, oft mit deutlicher Kristallbegrenzung, und Biotit, welcher den für den Rapakiwi charakteristischen starken Pleochroismus zeigt. In einigen Fällen sieht man einen Turmalin, dessen Farben zwischen hellbraun, blaugrau und braunschwarz wechseln, welcher die hellgrüne Hornblende

verdrängt hat und in ihr Skelettkristalle bildet. Die helleren und dunkleren Streifen zeigen gelegentlich schöne Windungen (Taf. XVII Fig. 3), welche wohl durch fluidale Bewegungen hervorgerufen sind. Die helleren Zonen scheinen hauptsächlich aus Oligoklas mit Quarz in wechselnder Menge zu bestehen. In einigen Varietäten, wie es scheint besonders in den quarzreichen, bestehen die dunklen Gemengteile hauptsächlich aus Biotitblättchen.

Besonders in der Nähe des Kontaktes erinnert die Struktur etwas an einen Hornfels, nur mit dem Unterschied, daß die dunklen Gemengteile z. T. recht idiomorph sind. Dieses gilt besonders für die aderartigen Teile, welche hier mit ganz unscharfer Begrenzung auftreten. Sie zeigen ein recht eigentümliches Bild: hellgrüner Pyroxen, dunkler Biotit und Plagioklas, zuweilen auch grüne Hornblende, alle mehr oder weniger idiomorph ausgebildet, liegen in einer reichlichen Masse von Quarz und Mikroklin oder Orthoklas, z. T. in undeutlich mikropegmatitischer Verwachsung (Taf. XVII Fig. 4).

Die größeren Mineralkörner sind oft skelettartig, indem sie eine ganze Menge kleinerer Körner umschließen, welche Reste der Schiefergemengteile sind. Dieses gilt besonders für den Biotit und den Turmalin, aber auch für den Feldspat und den Quarz (Taf. XVII Fig. 6). Mikro- wie makroskopisch zeigt es sich also, daß die ganze Schiefermasse für aus dem Granitmagma ausgegangene Gase und Säfte sowie auch beim weiteren Verlauf der Veränderungen für das Magma selbst permeabel gewesen ist. Dieser Kontakt würde auch den eifrigsten Antiinjektionisten überzeugen können.

An anderen Stellen ist der Granit der Adern gegen die Schiefermasse besser begrenzt. Er ist oft plagioklasreicher als der Rapakiwigranit im allgemeinen.

Es gibt hier auch eine Einlagerung eines glimmerschieferartigen Gesteins, welches makroskopisch Andeutungen einer Konglomeratstruktur zeigt. Auch unter dem Mikroskop zeigt dasselbe Erinnerungen einer klastischen Struktur.

Die ptygmatisch gefalteten Adern bestehen aus Quarz, Kalifeldspat, der z. T. eine schwach hervortretende Gitterlamellierung zeigt, und Oligoklas in wechselnden Mengen. Diese Mineralien sind hier ebensowenig gepreßt wie sonst im Rapakiwi. Der Quarz ist zwar in rundliche Körner zerteilt (Taf. XVII Fig. 6), zeigt aber nicht die lappige Begrenzung, die für stark gepreßte Quarze

charakteristisch ist. Der Plagioklas zeigt niemals gebogene Lamellen.

Wir finden also hier, daß diese eigentümlich gefalteten Granitadern in unzweifelhaftestem Zusammenhang mit einem echten Eruptivgranit, wie der Rapakiwi, auftreten können, der sonst keinerlei gneisartige Erscheinungen aufweist und der nach seiner Erstarrung keine stärkere Pressung und überhaupt keine metamorphe Veränderung irgendwelcher Art erlitten hat. Schon dieses beweist an und für sich, daß die Erscheinung nicht sekundärer Natur sein kann.

Auch in den Kontaktzonen des Nystädter Rapakiwi-Granitgebietes sind von Eskola und mir ähnliche Erscheinungen beobachtet worden. Die umliegenden Gesteine, meistens Gneise und archäische Granite, sind hier bis auf eine Entfernung von einigen hundert Metern vom Hauptkontakt breccienartig zerbrochen und mit Aplit so stark durchtränkt, daß Einschlüsse und Zement nur unscharf gegeneinander begrenzt sind. Lokal treten auch hier in der Kontaktzone adergneisartige, und zwar auch ptygmatisch gefaltete Gesteine auf.

Während nun diese Erscheinungen in lokal streng begrenzten Kontakthöfen vorkommen, treten andere ähnliche Gesteine, und zwar die schönsten von mir beobachteten, in Gegenden auf, welche eine regionale Granitisation durchgemacht haben. Besonders in den Küstengegenden des südlichen Finnlands, am Nordufer des Finnischen Meerbusens, habe ich solche Gesteine im Zusammenhang mit anderen Granitisationserscheinungen studiert. Hier besitzen Granite postbottnischen Alters große Verbreitung, für welche, vorausgesetzt, daß sie relativ homogen sind, die in der Steinindustrie verwerteten Granite von Hangö und Ingo[1] in der Provinz Nyland als Typen angesehen werden können. Sie sind jedoch fast niemals vollkommen homogen, sondern meistens mehr oder weniger „migmatitisch" ausgebildet wegen der Assimilation massenhaft vorkommender Einschlüsse fremder Gesteine. Damit steht im Zusammenhang, daß sie niemals scharf begrenzte Gebiete bilden, sondern allmählich in Eruptivbreccien und Migmatite vielerlei Art mit ganz verschwommenen Grenzen übergehen. Der

[1] Ein anderer, porphyrartiger Granit dieser Gruppe, der auch in der Technik Ingogranit genannt wird, kommt in Kimito in der Provinz Åbo vor.

Ingogranit erstreckt sich in der Nähe der Helsingfors-Karis-Åbo-Eisenbahn über einen großen Teil des erwähnten Kirchspiels, sowie auch über die angrenzenden Kirchspiele Sjundeo, Snappertuna, Karis, Lojo (Lohja) usw.

Besonders an den Grenzen dieses Granitgebietes treten nun sehr typische Ptygmatite auf. So findet man sie an der Westseite

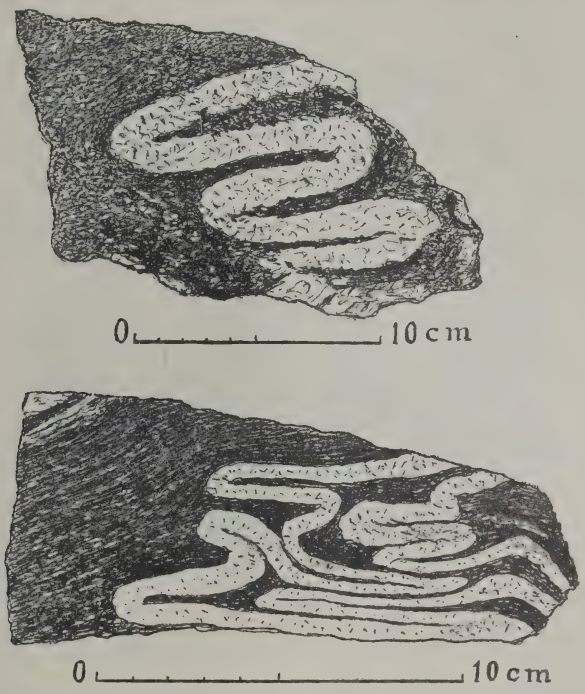


Fig. 8. Adergneis mit ptygmatisch gefalteten Aplitadern. Eisenbahneinschnitt westlich von Täckter in Nyland, an der Helsingfors—Karis—Åbo-Eisenbahn. Obere Figur 1 : 3, untere 1 : 2.

desselben im Westen der Eisenbahnstationen Täckter (Fig. 8) und Solberg, wo sie in Eisenbahneinschnitten gut zu beobachten sind. Andere Proben solcher Gesteine habe ich auf Högholm im Süden der Kirche Ingå von losen Blöcken gesammelt, die offenbar aus der nächsten Umgegend stammen. Im Südosten findet man noch schönere, in größtem Maßstab auftretende Beispiele auf den Inseln in der Nähe von Wormö. Auf diese Lokalitäten beziehen sich die hier abgebildeten Figuren. Aber auch im Norden des-

selben Granitgebietes findet man ähnliche Gesteine auf der Insel Lojo-Storö in Lojo (Lohja), von wo ich durch Herrn Bergingenieur Trüstedt Handstücke erhalten habe. Ferner habe ich auch sehr typische Fälle auf den Inseln in der Nähe der Stadt Hangö beobachtet. Endlich findet man auch in der Stadt Helsingfors in Felsen an den südlichsten, dem Meere entlang führenden Straßen sehr schöne gefaltete Aplitadern. Auch an zahlreichen anderen Stellen kann man dieselben Erscheinungen beobachten.

In Helsingfors ist das Gestein, welches die Adern enthält, ein Hornblendegneis, einer jener an der Südküste häufigen „Metabasite", welche metamorphosierte basische Ergußgesteine oder Tuffe von meistens sehr hohem archäischem (präbottnischem) Alter darstellen. In den meisten anderen erwähnten Fällen dürfte das Gestein, welches den glimmerreichen Komponenten des Migmatites bildet, ein feinkörniger, glimmerreicher „leptitischer" Schiefer gewesen zu sein. Jedoch ist es nicht immer möglich, sicher zu entscheiden, welches Gestein hier vor der Granitisation vorlag. Bei vollständigerer Durchtränkung mit granitischem Magma nehmen sowohl die Metabasite und die acideren Leptite, wie die granitischen Gneise und sogar Quarzite, welche dabei an Glimmer angereichert werden, fast dieselbe Beschaffenheit an, und man kann nur an gelegentlich besser erhaltenen Einschlüssen die ursprüngliche Beschaffenheit der injizierten Gesteine feststellen.

Die Adern bestehen in den erwähnten Fällen aus einem roten Aplit oder Pegmatit, der seiner Beschaffenheit nach mit den postbottnischen Graniten vom Hangötypus, welche in der Nähe anstehen, große Ähnlichkeit zeigt. Nur sind die Adern, wie gewöhnlich, glimmerärmer als die in größeren Massen auftretenden Granite. Jene Adern bestehen aus Mikroklin mit sehr schöner Gitterstruktur, oft mit Albitschnürchen mikroperthitisch verwoben, reichlichem Quarz, meistens als größere Felder, z. T. auch als runde Körner im Mikroklin poikilitisch eingewachsen, Oligoklas in kleinen Kristallen, oft ziemlich spärlich, Myrmekit hier und da als Säume an diesen, sowie Biotit, oft ziemlich spärlich. Der Quarz ist oft entschieden allotriomorph gegenüber den meistens rundlichen Mikroklinkristallen.

Kataklaserscheinungen sind, wie überhaupt in den postbottnischen Graniten, stets vorhanden. Der Quarz ist zerdrückt, so daß er undulierende Auslöschung zeigt, oft, besonders randlich,

auch stärker zerteilt. Er ist aber meistens nicht in mehrere rundliche Körner mit ganz verschiedener optischer Orientierung zerfallen, wie es in stärker gepreßten Graniten häufig vorkommt. An den Umbiegungsstellen der Falten findet man auch mikroskopisch niemals stärkere Druckwirkungen als sonst, sondern auch da kann der Quarz nur schwache Druckwirkungen zeigen (Fig. 9).

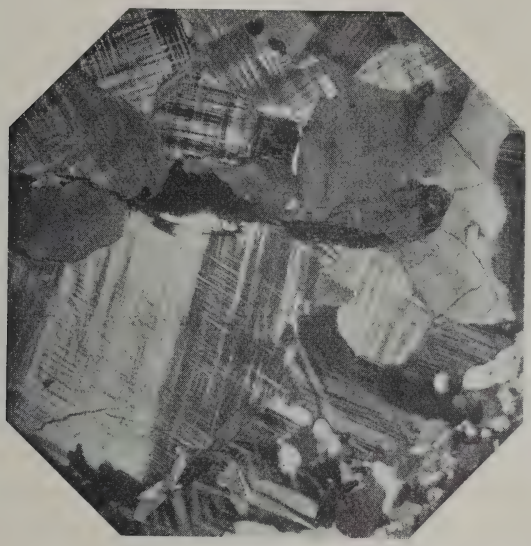


Fig. 9. Aplit an der Umbiegungsstelle einer der gefalteten Adern im Migmatit von Täckter, Nyland. Nicols +. Vergr. 1 × 15.

Der schieferartige Komponent dieser Migmatite (Fig. 10) besteht in der Nähe der Adern aus denselben Mineralien wie diese, mit weniger Mikroklin und sehr reichlichem Biotit, der zwischen den Körnern der hellen Gemengteile liegt. Diese zeigen keine Annäherung an Idiomorphismus, sondern bilden, wie in den Schiefern und echten Gneisen, mehr isometrische Körner oder besitzen mehr zerfetzte Formen.

In der unmittelbaren Nähe der Adern ist der schieferartige Teil oft glimmerreicher als sonst, wie auch Milch an dem von ihm beschriebenen nordischen Adergneis[1] beobachtet hat, der als

[1] l. c.

erratischer Block in Schlesien gefunden wurde. Milch deutet die Faltung in diesem Falle als ein Resultat des Gebirgsdruckes, der auf festes Gestein gewirkt hat. Seitdem mein verehrter Freund Milch mehrere der von mir hier geschilderten Adergneise gelegentlich der Schärenexkursion in Finnland im Sommer 1911 im Felde kennen gelernt hat, hoffe ich, daß er die Möglichkeit einer anderen Deutung dieser Gesteine zugeben wird.

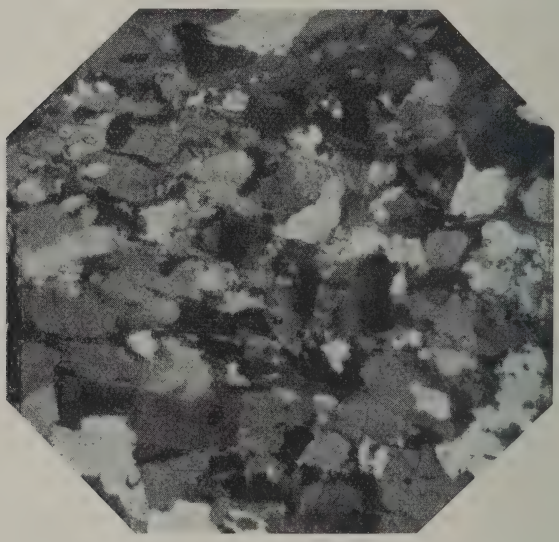


Fig. 10. Schieferartige Komponente des Migmatits von Täckter. Nicols +. Vergr. 1 × 20.

Auch die mehr schieferartigen Teile sind an mehreren von mir beobachteten Fällen so stark mit granitischem Magma durchtränkt worden, daß ihre Beschaffenheit wohl, wie in dem von Milch beschriebenen Falle, einem Granit recht nahe kommen dürfte. An anderen Stellen sind sie dagegen glimmerreich und zeigen sonst eine schieferartige Beschaffenheit; sie gehen auch in typischen schieferartigen Leptit über.

Auffallend ist hier nun die überaus starke Faltung. Durch Auflegen einer Schnur kann man leicht die Totallänge der gewundenen Adern messen und diese mit der entsprechenden Breite des jetzigen Faltensystems vergleichen. Es zeigt sich da, daß dies

Verhältnis in Fig. 7 ungefähr 1 : 2, in Fig. 8, oberes Bild, und Fig. 11 1 : 4, in Fig. 13 und 14 1 : 5, in Fig. 8, unteres Bild, 1 : 6 ist.

Die Druckkräfte haben nun keineswegs nur in einer bestimmten Richtung gewirkt, wie es doch im großen ganzen bei der Faltung fester Gesteine der Fall ist. Im Gegenteil findet man z. B. im Gestein von Lojo-Storö dicht aneinander Faltenbündel, deren Längsachsen senkrecht zueinander stehen. In den in Fig. 15 abgebildeten Felsen biegen sich die Faltenbänder auch ganz willkürlich nach allen möglichen Richtungen, werden aber auch von ganz gerade verlaufenden Adern durchschnitten.

Die Breite der Adern ist eine wechselnde. In den meisten Fällen ist das Verhältnis zwischen der minimalen und der maximalen Breite etwa 1 : 2 oder 1 : 3, in Fig. 8, unteres Bild, 1 : 5. Diese ungleiche Breite beruht wohl in einigen Fällen auf einer Verdickung, dadurch hervorgerufen, daß die beiden Schenkel einer Falte zusammengeschweißt worden sind. Solche Fälle sind tatsächlich in den abgebildeten Felsen zu beobachten. Noch deutlicher habe ich sie in einem Felsen auf Andalskär im Westen von Hangö gesehen, wo einige zusammengeschweißte Falten knotenähnliche Verdickungen in den sonst ziemlich gleichbreiten Adern bilden. In den meisten Fällen dürfte aber eine Ausdehnung der Adern, nicht eine Verdickung derselben, stattgefunden haben.

Wie verschieden aber jetzt Dicke und sonstige Formen auch in nahe aneinander liegenden Teilen sind, geht aus den hier abgebildeten Figuren hervor. Ich habe mehrere große Gesteinsstücke durchsägen und polieren lassen, um ein gutes Bild von den Verzerrungen der Adern zu bekommen.

Offenbar bildeten sie ursprünglich in den meisten Fällen ungefähr gleichbreite Adern, die in analoger Weise, wie Spaltenfüllungen, entstanden sind. Später sind sie aber durch Bewegungen irgendwelcher Art gefaltet und verzerrt worden.

Daß diese Faltung nicht in festem Zustande geschah, geht daraus hervor, daß das Gestein der Adern, wie schon erwähnt wurde, auch an den Umbiegungsstellen, sowie auch an solchen Stellen, wo sie förmlich ausgewalzt erscheinen, keinerlei Wirkungen eines entsprechend starken Gebirgsdruckes zeigen. Der Quarz ist zwar, wie dies in den Graniten des entsprechenden Alters meistens der Fall, etwas zerdrückt, jedoch nicht so stark, daß die äußeren Umrisse verloren gegangen wären; der Feldspat aber

zeigt keine stärkeren Druckerscheinungen. Niemals sind letztere prägnanter an den Umbiegungsstellen als in den Schenkeln der Falten. Diese Tatsachen zwingen zur Annahme, daß die Kristallisation des Adernmaterials erst n a c h der Faltung stattgefunden hat. Dies ist nur in zweierlei Weise erklärlich. Entweder hat eine Umkristallisation nach der Faltung stattgefunden oder auch wurden die Adern im Magmazustande vor der Erstarrung gefaltet. Keinerlei Anzeichen im mikroskopischen Bestande deuten darauf hin, daß die Mineralien umkristallisiert wären. Im Gegenteil bildet der Feldspat recht große einheitliche Individuen, die mit dem Quarz pegmatitisch verwachsen sind, in ganz ähnlicher Weise, wie bei anderen Pegmatiten, die im Zusammenhang mit Graniten verschiedenen Alters hervorgedrungen sind und bei welchen es absolut unmöglich ist, an eine Umkristallisation zu denken.

Eine Faltung im Magmazustande ist ja auch keineswegs undenkbar. In der fluidalstruierten Grundmasse der Quarzporphyre kann man ja auch ähnliche schöne Windungen bei den einzelnen Streifen beobachten. In diesem Falle geschah aber die Erstarrung des Gesteins relativ schnell, während dagegen das granitische Magma tief unter der Erdoberfläche relativ langsam erkaltete und sich unter hohem Drucke befand. Letzteres war also, obgleich flüssig, keineswegs so leicht beweglich wie eine geschmolzene Glasmasse an der Erdoberfläche. Bei sehr heftigen Bewegungen konnten auch im granitdurchtränkten, fast völlig flüssigen Gestein Risse entstehen, längs welchen reines, relativ leichtflüssiges aplitisches Magma eindrang. Wenn nun später die ganze Gesteinsmasse in wallende Bewegung geriet, bewegten sich diese so entstandenen Adern hin und her und wurden dabei gefaltet.

Erwärmt man einen Glasstab auf einer Gasflamme bis zur Erweichung und hält ihn mit schwankenden Händen, so wird jede Bewegung derselben in einander entgegengesetzter Richtung eine Verschmälerung der erweichten Teile bewirken. Dagegen wird eine Bewegung der Hände aufeinander zu keine entsprechende Verdickung des Stabes zustande bringen, da sie niemals ganz genau parallel zu seiner Längsrichtung geschieht, sie wird vielmehr im erwärmten Teil eine Biegung hervorbringen. In ähnlicher Weise könnte man experimentell die Faltung der granitischen Adern nachahmen, indem man eine dünne Glasscheibe in der Mitte bis zur beginnenden Schmelzung erwärmt und dann hin-

und herschwankenden Bewegungen aussetzt. Dies würde in einem wiederholten Ausziehen und in Faltungen der erweichten Teile resultieren.

Die Hauptbedingung für die Entstehung der ptygmatischen Faltung ist eine große Plastizität auch des Nebengesteins in der unmittelbaren Nähe der gefalteten Adern. Ist dieses Nebengestein völlig starr, so geschehen die Bewegungen vorwiegend längs den Gangspalten, wobei das Magma gewissermaßen nur als Schmiermittel dient. In den Eruptivbreccien der betreffenden Küstengegenden findet man zahlreiche Beispiele solcher Fälle, wo tatsächlich eine Verschiebung längs der mit Granitadern gefüllten Spalten stattgefunden hat.

Auch die Bewegungen in den halbflüssigen Gesteinsmassen geschahen wohl in vielen Fällen ungefähr parallel zum allgemeinen Streichen derselben. Wenn nun aber ein solches Hin- und Herwallen der Gesteinsmassen vor sich ging, mußte es zu einer Faltung der ungefähr parallel dem Streichen verlaufenden Adern führen, wie man sie tatsächlich hier beobachtet.

Es gibt auch in der Gegend, wo die gefalteten Arterite am schönsten auftreten, eine Erscheinung, welche direkt für die erwähnte Annahme spricht. Dieselbe ist auf der Insel Brändö-Harun zu beobachten. Die ganze Felsmasse, deren Hauptteil aus einem gneisgranitischen Gestein besteht, strotzt hier von den schönsten, schlangenartig gekrümmten roten Granitadern, die sich von der dunkleren, glimmerreicheren Hauptmasse des Migmatites scharf abheben (Fig. 11, 13 und 14). Hier findet man nun zahlreiche Streifen von fast schwarzem „Metabasit", der wohl hier, wie im allgemeinen in dieser Gegend, ursprünglich Gänge gebildet hat. Diese Gänge sind aber hier oft äußerst stark gebogen, z. T. wie Fig. 12 zeigt. Die große Verwandtschaft mit den Faltungen der granitischen Adern in demselben Felsen und überhaupt die nahe Verknüpfung beider Erscheinungen erhellt beim ersten Blick auf die hier beigefügte Skizze Fig. 12.

Eine sehr auffallende Erscheinung, die man auf derselben Insel öfters wahrnimmt und die auch aus Fig. 9, 13 und 14 ersichtlich, ist die verschwommene Begrenzung gewisser Teile der gefalteten Adern. Auch in diesen verschwommen begrenzten Teilen, wo der Aplit die Umgegend gleichsam durchtränkt hat, sieht man noch undeutlich erhaltene Reste der gefalteten Adern.

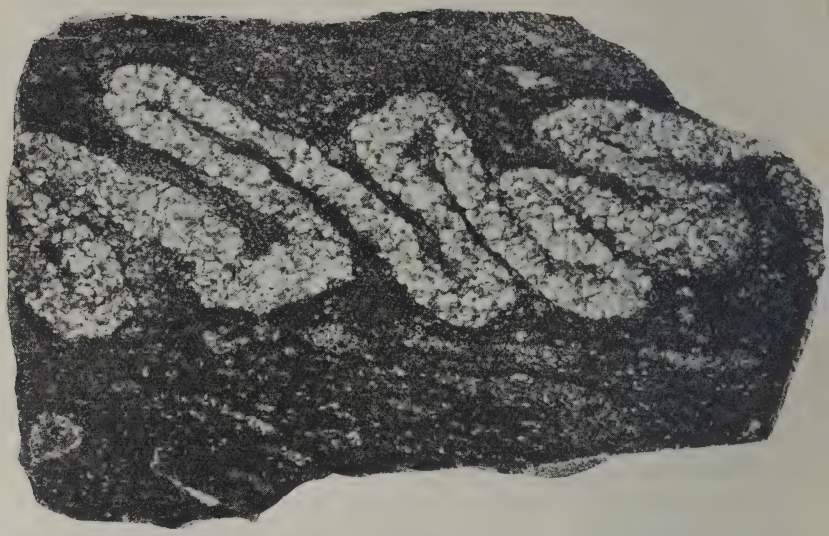


Fig. 11. Ptygmatisch gefaltete Pegmatitadern in glimmerreichem Gneis. Brändö-Harun, Kirchspiel Ingo, westlich von Helsingfors. ca. 1 : 2.

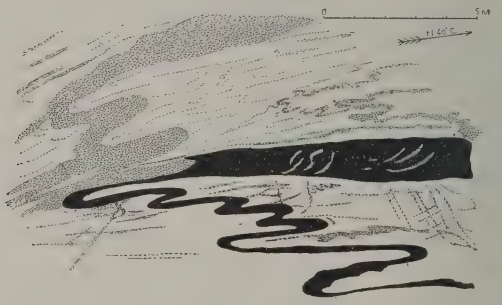


Fig. 12. Planzeichnung eines Felsens von ptygmatischem Migmatit, mit gefalteten Metabasitgängen. Brändö-Harun, Kirchspiel Ingo. 1 : 250.

Die Faltung geschah somit früher, als die Grenzen zwischen Adern und umgebendem Gestein verwischt wurden. Man muß also annehmen, daß auch nach der Faltung das Magma in den gefalteten Adern zirkulieren und sich über die anliegenden Gesteine ausbreiten konnte.

An vielen Stellen, ganz besonders auf der kleinen Insel Stickellandet im Osten von Wormö in derselben Gegend, kon-

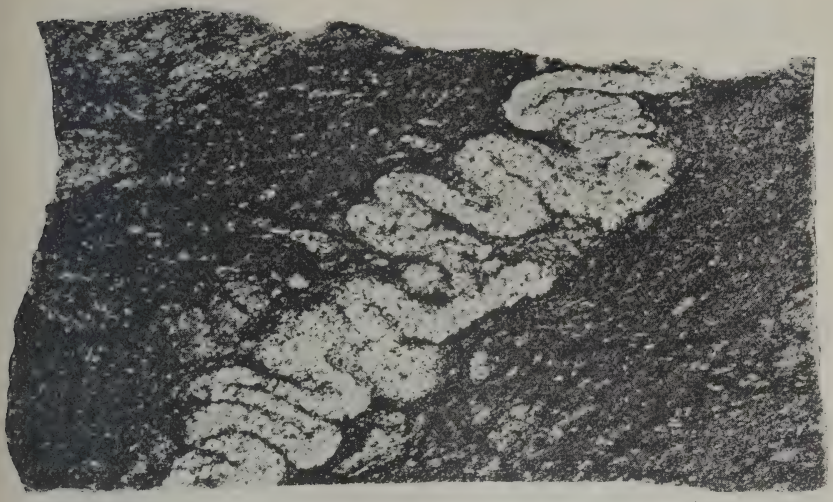


Fig. 13. Ptygmatisch gefaltete Aplitadern in glimmerreichem Gneis. Etwas unterhalb der Mitte werden die Grenzen einigermaßen verwischt. Brändö-Harun, Kirchspiel Ingo. 1 : 3.

Fig. 14. Ptygmatisch gefaltete Aplitadern in glimmerreichem Gneis, im unteren Teil der Figur verschwommen begrenzt. Diese und die in Fig. 13 abgebildete Fläche lagen im Felsen ca. 3 cm voneinander entfernt. Brändö-Harun, Kirchspiel Ingo. 1 : 3.

statiert man, daß die stark gefalteten Adern von anderen durchschnitten werden, die ganz geradlinig verlaufen und dennoch offenbar im Endstadium derselben Granitisationsperiode entstanden sind (vergl. Fig. 15). Ihre Mineralien sind denjenigen der gefalteten Adern so vollständig ähnlich, daß man an der Grenze nur mit Schwierigkeit den Kontakt bestimmen kann. Dieser Umstand beweist auch, daß die Faltung v o r der Beendigung der betreffenden Granitisationsperiode entstand.

Fig. 15. Ptygmatisch gefaltete Aplitadern in glimmerreichem Gneis von zwei geraden Adern (in der Mitte und oben rechts auf dem Bilde) durchschnitten. Stickellandet im O. von Wormö, Ingo. 1 : 10.

Mein Freund, Bergingenieur O. Trüstedt, hat mich auf eine Erscheinung aufmerksam gemacht, die jedenfalls formell mit der ptygmatischen Faltung große Ähnlichkeit besitzt. In den Stromschnellen und besonders an solchen Stellen, wo heftig bewegtes Wasser an relativ ruhiges grenzt, liegen oft Schaumstreifen, welche ganz ähnliche Windungen wie die gefalteten Granitadern aufweisen (vergl. Fig. 16). In diesem Falle ist ja die Erscheinung nur eine oberflächliche und die Analogie kann schon deswegen

nicht ganz vollständig sein. In jedem Falle ist auch hier die Faltung durch eine hin- und herwallende Bewegung in einem flüssigen Medium entstanden und spricht also ebenfalls dafür, daß die ptygmatische Faltung durch gewissermaßen fluidale Bewegungen hervorgerufen wurde.

Warum kann man denn diese Faltung nicht einfach fluidal nennen? Es scheint mir, als ob immerhin doch recht große Verschiedenheiten zwischen fluidalen Bewegungen in einem an der Erdoberfläche frei fließenden Magma und der hier fraglichen Art der Bewegung vorhanden wären. Nichts spricht dafür, daß ein

Fig. 16. Gewundene Schaumstreifen in Vrangfossen, Telemarken, Norwegen.

stetiges Fließen in irgend einer bestimmten Richtung stattgefunden, sondern wie mehrmals hervorgehoben, wird man eher auf den Gedanken einer hin- und herschwankenden Bewegung gebracht. Da nun jedenfalls die Annahme fluidaler Bewegungen eine theoretische Erklärung ist, während vielleicht andere Petrographen eine abweichende Deutung anwenden möchten, scheint es mir vorteilhaft, für die Erscheinung als solche einen besonderen terminologischen Namen ohne jede theoretische Bedeutung zu wählen. Deswegen habe ich diese Art der Faltung ptygmatisch genannt. Die sehr verbreiteten adergneisartigen (arteritischen) Gesteine, für welche diese Faltung das charakteristische Merkmal bildet, können also P t y g m a t i t e oder p t y g m a t i s c h e A r t e r i t e (bezw. ptygmatische Migmatite) genannt werden.

Natürlich gibt es auch, besonders in den Hochgebirgen, Faltungen der Granitadern, welche durch rein mechanische Ursachen hervorgebracht worden sind. Diese Art Faltung, welche mit Deformationen der Adern und ihrer einzelnen Gemengteile, mit der Entstehung von transversaler Schieferung etc. verbunden ist, muß streng von den hier in Frage stehenden Faltungen getrennt gehalten werden.

Tafel-Erklärung.

Tafel XVII.

Fig. 1. Plagioklasporphyrit (Meta-Plagioklasbasalt) von einer Insel im NW. von Wåtskär. Idiomorphe Labradorkristalle von einer uralitreichen Grundmasse umgeben. Nicols +. 1 × 12.

„ 2. Stark metamorphosierter Plagioklasporphyrit innerhalb der Aplitisierungszone von einer kleinen Insel im Süden von Bergholm. Nicols +. 1 × 12.

„ 3. Aplitisierter Schiefer, einen Wechsel von gewundenen dunkleren und helleren Streifen zeigend von einer kleinen Insel im Norden von Wåtskär. Erstere bestehen aus hellgrünem Pyroxen, grüner Hornblende, braunem Biotit und Magnetit, letztere aus Plagioklas. Nicols +. 1 × 12.

„ 4. Partie eines aplitisierten Schiefereinschlusses an der Hauptgrenze des Rapakiwi (Fig. 2) mit einem aderartigen Streifen. Mehr oder weniger idiomorphe Kristalle von Pyroxen, Biotit und Oligoklas sind von allotriomorphem Quarz und Orthoklas umgeben. Nicols +. 1 × 12.

„ 5. Partie an der Grenze zwischen einer Aplitader und aplitisiertem Schiefer von einer kleinen Insel im Norden von Wåtskär. Der Mikroklin und der Quarz beherbergen zahlreiche kleinere Körner von Plagioklas. Nicols +. 1 × 15.

„ 6. Schiefer mit einer ptygmatisch gefalteten Ader (Fig. 7 im Text). Quarz und Mikroklin, nicht gepreßt von einer kleinen Insel im Norden von Wåtskär. Nicols +. 1 × 12.

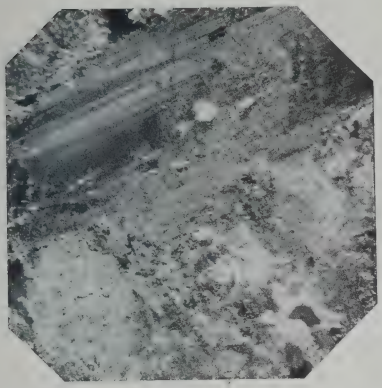


Fig. 1.

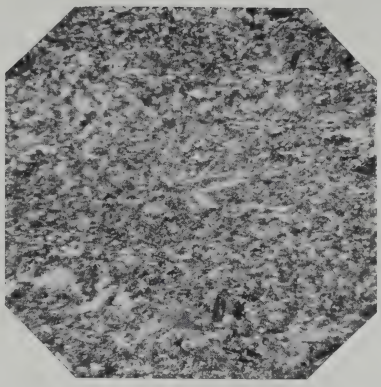


Fig. 2.

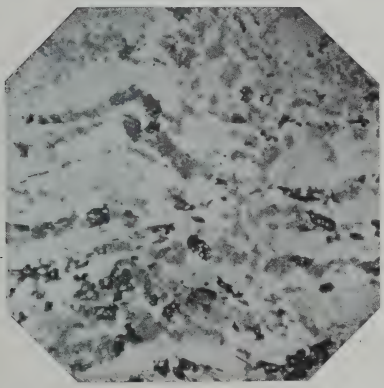


Fig. 3.

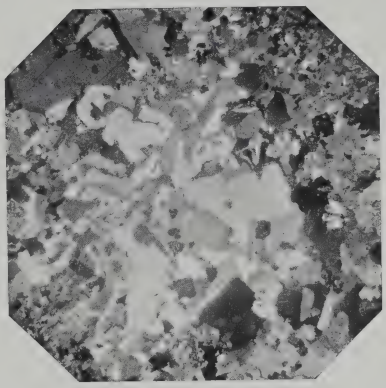


Fig. 4.

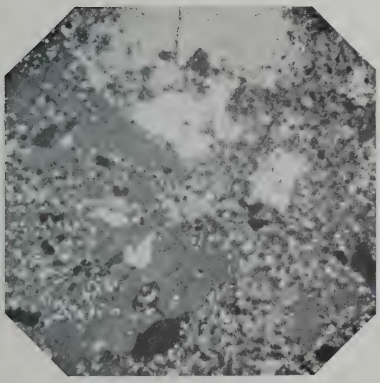


Fig. 5.

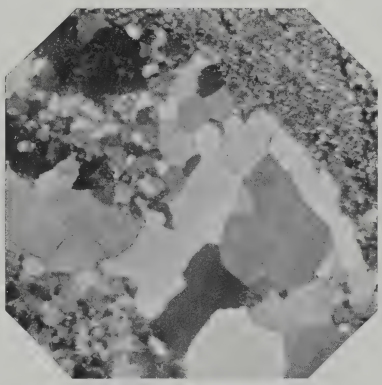


Fig. 6.

Kristallographische und thermische Untersuchung des ternären Systems Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid.

Von

Hans Gemsky in Berlin.

Mit Taf. XVIII, XIX und 22 Textfiguren.

Einleitung.

Über die kristallographischen und thermischen Eigenschaften der binären Systeme, die sich aus den Komponenten des ternären Systems $BaCl_2$, KCl, NaCl bilden lassen, liegt schon eine Reihe von Untersuchungen vor.

1894 veröffentlichte Le Chatelier[1] als Ergebnis von Schmelzversuchen mit Gemengen von Natriumchlorid und Kaliumchlorid ein Temperatur-Konzentrationsdiagramm mit einem eutektischen Punkte bei 50 Mol.-% Natriumchlorid und 640°. Er steht aber mit dieser Angabe im Widerspruch mit späteren Beobachtern, die eine kontinuierliche Reihe von Mischkristallen feststellten.

1897 untersuchte er[2] das System $BaCl_2$—NaCl. Die Schmelzkurve zeigte einen Knick bei 775° und einer Konzentration von 83 Mol.-% Bariumchlorid, den er auf eine Umwandlung des Bariumchlorids zurückführte. Seine Temperaturangaben für die Punkte der Schmelzkurve liegen ca. 100° tiefer als die von mir gefundenen Werte.

[1] Le Chatelier, Compt. rend. **113**. 1894. 350.

[2] Le Chatelier, Compt. rend. **118**. 1897. 712. Ann. d. Mines. [9.] **11**. 1897. 131.

Von Gemischen der Chloride des Bariums und Kaliums und des Kaliums und Natriums hat W. Plato Abkühlungskurven aufgenommen. Als Kristallisationsst... wurde die Temperatur angesehen, bei der die ersten Kristalle auf der Oberfläche der Schmelze entstanden. Auf diese Weise bestimmte er in den Gemischen von Bariumchlor... Kaliumchlorid zwei eutektisch kristallisierende Konzentra... denen die Salze in den Verhältnissen 1 : 3 und 2 : 3 ste... Da von diesem letzteren Eutektikum ab die Schmelzkurve ... lief, unterbrach er die Versuche bei 46 Mol.-% $BaCl_2$. — In Übereinstimmung mit W. Plato habe ich im System Ba... Cl auch das Doppelsalz $BaCl_2 . 2\,KCl$ gefunden. Das ... sationsdiagramm weist kleine Abweichungen auf, die ich ... p. 521 besprechen werde.

Für Gemische von Kaliumchlorid und Natriumchlorid f... d Plato eine Kurve mit einem Minimum bei 675° und ca. 50 Mo... Na Cl. Er entschied aber nicht, ob hier eine ununterbroche... Reihe von Mischkristallen oder ein Schnittpunkt zweier getrenn... Kurvenäste vorliegt. Der Verlauf der Schmelzkurve wurde ... 65,8 Mol.-% Natriumchlorid verfolgt. Die Temperaturangab... sind ca. 20° höher als die meinigen.

Gemeinsam mit W. Plato[2] veröffentlichte O. Ruff eine Abhandlung, in welcher eine Reihe anderer Systeme hinzugefügt werden. Unter diesen befindet sich das System $BaCl_2$—Na Cl. Die beiden Stoffe sollen ein Doppelsalz miteinander bilden, das ich aber nicht habe beobachten können.

N. S. Kurnakow[3] und S. F. Zemczuznyi bestimmten den Verlauf der Schmelz- und der Entmischungskurve des Systems K Cl—Na Cl. Sie wiesen ausführlich nach, daß dieses System keinen eutektischen Punkt besitzt.

Demnach haben die binären Systeme aus den Komponenten $BaCl_2$, K Cl, Na Cl folgende Beschaffenheit:

---

[1] W. Plato, Zur Darstellung des Calciums. Regelmäßigkeiten in der Zusammensetzung eutektischer Mischungen anorganischer Salzpaare. Diss. Berlin 1903. 16.

[2] O. Ruff und W. Plato, Ber. d. deutsch. chem. Gesellsch. **36**. 1903. 2357.

[3] N. S. Kurnakow und S. F. Zemczuznyi, Zeitschr. f. anorg. Chem. **52**. 1907. 186.

1. In dem System $BaCl_2$—KCl herrscht vollständige Mischbarkeit im flüssigen, vollständige Nichtmischbarkeit im kristallisierten Zustand. Die Komponenten bilden die Verbindung $BaCl_2 . 2\,KCl$.

2. Zwischen den Komponenten des Systems $BaCl_2$—NaCl herrscht im flüssigen Zustand vollkommene, im kristallisierten Zustand keine Mischbarkeit.

3. Chlorkalium und Chlornatrium bilden eine ununterbrochene Reihe von Mischkristallen miteinander. Die Schmelzkurve hat ein Minimum.

Ternäre Systeme, deren Randsysteme diesen drei Typen angehören, sind, soviel mir bekannt ist, noch nicht untersucht worden. Um zu erfahren, ob sich dieses ternäre System in Teilsysteme zerlegen läßt, wurde das System: Doppelsalz $BaCl_2 . 2\,KCl$ und NaCl thermisch untersucht. Es stellte sich heraus, daß das Doppelsalz in einem Teil des Systems unter Zersetzung schmilzt.

Damit war die Frage in den Vordergrund gerückt, ob für das Doppelsalz eine Minimaltemperatur existiert. Um diese Frage zu beantworten, mußte die systematische Untersuchung des ternären Systems Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid durchgeführt werden. Sie erfolgte im Anschluß an die Arbeit von H. Brand[1] über das ternäre System Cadmiumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid und suchte einen Fortschritt in der planmäßigen Untersuchung der Verbindungs- und der Mischungsfähigkeit der Chloride der Elemente aus der ersten und zweiten Gruppe des natürlichen Systems der Elemente zu erzielen.

H. Brand wies die Existenz der drei Doppelsalze $CdCl_2 . KCl$, $CdCl_2 . 4\,KCl$ und $CdCl_2 . 2\,NaCl$ nach, von denen die beiden letzteren beim Schmelzen neben einer flüssigen Phase eine neue Kristallart liefern. Das ternäre System zerlegte er in vier Teilsysteme, von denen er jedes einzeln behandelte. Dadurch traten zwei Typen von Dreistoffsystemen mit den Komponenten A, B, C auf, die eine binäre Verbindung $A_m B_n$ enthielten.

1. Die Verbindung (Doppelsalz $CdCl_2 . KCl$) hat einen echten Schmelzpunkt. Das ternäre System zerfällt in zwei Teilsysteme. Je drei Grenzkurven — von den binären eutektischen Punkten

[1] H. Brand, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXII. 1911. 627.

ausgehend — schneiden sich in einem ternären eutektischen Punkte.

2. Die Verbindung hat einen inkongruenten Schmelzpunkt. Nur in einem der entstehenden Teildreiecke liegt ein Endpunkt der Kristallisation.

a) Der Schnitt durch das System in der Richtung Doppelsalz $A_m B_n$—Komponente C wird von der Umsetzungslinie des Doppelsalzes geschnitten (Doppelsalz $CdCl_2 . 2NaCl$).

b) Der erwähnte Schnitt wird von der Umsetzungslinie des Doppelsalzes nicht geschnitten (Doppelsalz $CdCl_2 . 4KCl$).

Es bestehen zwischen dem von H. Brand und dem von mir untersuchten System keine Analogien. Doppelsalze des Bariumchlorids mit den beiden Alkalichloriden, die den Doppelsalzen des Cadmiumchlorids mit diesen entsprechen würden, existieren nicht, auch beteiligt sich das Chlorbarium nicht wie das Chlorcadmium an der Bildung von Mischkristallen durch die beiden Alkalichloride.

Aus der Untersuchung des ternären Systems resultierte ein Typus eines Dreistoffsystems mit den Komponenten A, B, C, in dem eine binäre Verbindung $D = A_m B_n$ auftritt, und der dadurch charakterisiert ist, daß die Feldergrenze zwischen den Gebieten der Stoffe A und D die Gerade D C überschreitet und daß die Verbindung in einem bestimmten Gebiet unter Bildung einer neuen Kristallart schmilzt und keine Minimaltemperatur besitzt.

Versuchsanordnung.

Die Substanzen wurden in einem Platintiegel geschmolzen und die thermischen Effekte durch Aufnahme von Abkühlungskurven bestimmt. Dabei konnte in einem Rührapparat nach R. Nacken[1] eine gute Einstellung des Gleichgewichts in den Schmelzen erzielt werden. Zur Verwendung kamen stets 30 g Substanz. Auf diese Mengen beziehen sich die in den Tabellen 1—12 eingetragenen eutektischen Haltezeiten. Von jedem der untersuchten Systempunkte wurden zwei bis vier Abkühlungskurven aufgenommen, die meistens übereinstimmende Werte lieferten. Nur zuweilen traten kleine Abweichungen ein infolge von Inhomogenitäten in der Schmelze. Da die Abweichungen jedoch

[1] R. Nacken, Centralbl. f. Min. etc. 1910. 454.

innerhalb der Fehlergrenze für die Angaben des Thermoelements ($\pm 2^0$) lagen, konnten sie unberücksichtigt bleiben. Eine geringe Fehlerquelle entstand durch eine schwache Zersetzung des Bariumchlorids (vergl. p. 519).

Die Herstellung der Dünnschliffe für die mikroskopische Untersuchung mußte schnell und vorsichtig geschehen, da das Bariumchlorid intensiv Wasser aufnahm.

I. Die Komponenten des Systems $BaCl_2$, KCl, NaCl.

Zur Berechnung der Schmelzen des ternären Systems wurden folgende Molekulargewichte[1] der Komponenten benutzt:

$BaCl_2$: 208,29; KCl: 74,56; NaCl: 58,46.

Die Schmelztemperaturen sind für

$BaCl_2$: 955°; KCl: 775°; NaCl: 798°.

Kaliumchlorid und Natriumchlorid. — Für diese beiden Salze hat H. Brand[2] erst kürzlich dieselben Schmelztemperaturen angegeben. Die Abkühlungskurven beider Stoffe weisen nur einen Haltepunkt auf. Die Kristallformen sind bekannt.

Wasserfreies Bariumchlorid. — Die neueren Bestimmungen der Schmelztemperatur des Bariumchlorids ergeben[3]:

960°	O. Ruff und W. Plato	1903.
965	F. Haber und St. Tolloczko	1904.
950	K. Arndt	1906.
958,9	W. Plato	1907.
968	A. Woloskow	1911.
960	C. Sandonnini	1911.
955	H. Gemsky	1912.

---

[1] Internationale Atomgewichtstabelle. 1911.

[2] H. Brand, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXII. 627.

[3] O. Ruff und W. Plato, Ber. d. deutsch. chem. Ges. **36**. 1903. 2357. — F. Haber und St. Tolloczko, Zeitschr. f. anorg. Chem. **41**. 407. Chem. Zentralbl. 1904. II. 1366. — K. Arndt, Zeitschr. f. Elektrochem. **12**. 337. Chem. Zentralbl. 1906. I. 1817. — W. Plato, Zeitschr. f. phys. Chem. **58**. 1907. 350. — A. Woloskow, Ann. d. l'Inst. Polyt. Pierre le Grand à St. Petersbourg. 1911. **15**. 438. — C. Sandonnini, Rend. Acc. Lincei. [5.] **20**. 2 sem. 1911. 496.

Es wurde für das Bariumchlorid eine Umwandlung festgestellt bei[1]

924,5°	W. Plato	1907.
923	C. Sandonnini	1911.
930	H. Gemsky	1912.

Die Abkühlungskurve von Bariumchlorid (Fig. 1) zeigt wenige Grade unterhalb der Schmelztemperatur, bei 930°, eine zweite Wärmetönung an, die dieser Umwandlung entspricht.

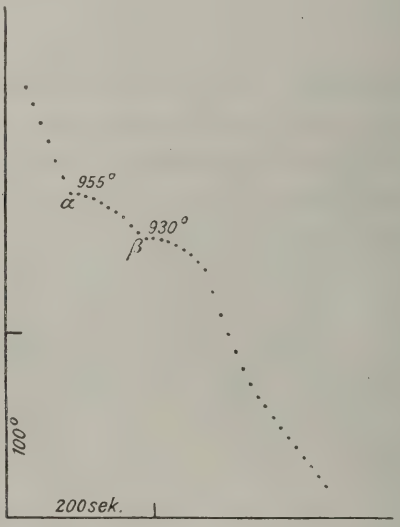


Fig. 1. Abkühlungskurve von Bariumchlorid.

Auch in einem Erhitzungsmikroskop war bei dieser Temperatur eine Änderung der optischen Eigenschaften des Salzes zu erkennen. Eine Probe reinen Bariumchlorids wurde geschmolzen und dann langsam abgekühlt. Bei 955° kristallisierte die Schmelze. Bis zur Temperatur 930° blieb die Substanz einfachbrechend; dann wurde sie plötzlich von einem Punkte beginnend doppelbrechend. Als Beleuchtungsquelle diente bei diesem Versuch das Sonnenlicht.

Oberhalb 930° ist also einfachbrechendes α-Bariumchlorid, unterhalb 930° doppelbrechendes β-Bariumchlorid stabil.

[1] W. Plato, Zeitschr. f. phys. Chem. **58**. 1907. 350. — C. Sandonnini, Rend. Acc. Lincei. [5.] **20**. 2 sem. 1911. 496.

Kristallographische Bestimmung des wasserfreien Bariumchlorids[1]. — Zur Untersuchung konnte ich gut ausgebildete Kristalle nicht erhalten, da das bei gewöhnlicher Temperatur stabile β-Bariumchlorid aus dem α-Bariumchlorid und nicht aus dem Schmelzfluß entsteht. Die Substanz zerbröckelt leicht; deshalb beobachtet man in Dünnschliffen nur an einzelnen Stellen gerade verlaufende Spaltrisse. Zwischen gekreuzten Nicols findet Auslöschung teils parallel, teils schief zu diesen Spaltrissen statt. Besser ließ sich die Auslöschung in Schliffen solcher Konzentrationen erkennen, bei denen das Bariumchlorid unterhalb seiner Umwandlungstemperatur, also sofort als β-Bariumchlorid, primär ausgeschieden ist. Hier treten auch Wachstumsformen der β-Modifikation auf, die für die Kristallform charakteristisch sind. Im konvergenten Licht erweist sich der Kristall als zweiachsig. Wasserfreies Bariumchlorid gehört wahrscheinlich ebenso wie das Salz $BaCl_2 . 2H_2O$, dem monoklinen System an.

Zersetzung des Bariumchlorids durch Rauchgase. — Da ich mit einem mit Gas geheizten Schmelzofen gearbeitet habe und eine Zersetzung des Bariumchlorids durch die beim Heizen auftretenden Rauchgase nicht ausgeschlossen war, wurden zur Feststellung der Stärke der Zersetzung Versuche angestellt.

Untersuchungen über Zersetzung von Chloriden durch Rauchgase haben F. Haber und St. Tolloczko[2] ausgeführt und dabei auch Bariumchlorid berücksichtigt. Bei sehr hoher Erhitzung des Stoffes und gleichzeitiger Überleitung von Rauchgasen fand eine Chlorentwicklung statt. Es wandelten sich dabei z. B. von 14,5690 g $BaCl_2$ bei 25 Minuten Erhitzungsdauer und einer Temperatur von 1000° 1,6 % der Substanz in Carbonat um.

O. Schott[3] untersuchte das Verhalten des Bariumchlorids als Lösungsmittel zu dem Oxyd und dem Carbonat des Bariums. Danach lösen sich beide im Chloride zu klarem Flusse auf. Das

[1] Das wasserhaltige Salz des Bariumchlorids $BaCl_2 . 2H_2O$ ist bereits kristallographisch untersucht (vgl. P. Groth, Chem. Krist. **1**. 1906. 239).

[2] F. Haber und St. Tolloczko, Zeitschr. f. anorg. Chem. **41**. 1904. 407.

[3] O. Schott, Beiträge zur Kenntnis der unorganischen Schmelzverbindungen. Braunschweig 1881. 55.

Carbonat gibt bei starker Erhitzung lebhaft CO_2 ab. In Dünnschliffen ist die Anwesenheit von Bariumoxyd und Bariumcarbonat nicht zu konstatieren.

Beim Schmelzen des Bariumchlorids in Gegenwart von Rauchgasen bilden sich demnach vermutlich in geringen Mengen Oxyd und Carbonat; letzteres dissoziiert bei höherer Temperatur. Im Dünnschliff ist kein Bariumoxyd festzustellen, weil das Chlorid und das Oxyd Mischkristalle miteinander bilden[1].

Ich versuchte die allmähliche Zersetzung des Bariumchlorids durch Einwirkung der Rauchgase dadurch zu zeigen, daß ich nachwies, wie hierdurch die Schmelztemperatur sich erniedrigt. Der Schmelzofen wurde auf ca. 1000° erhitzt und dann ein Platintiegel mit 40 g Substanz schnell eingeführt. Nach 5 Minuten war das Bariumchlorid geschmolzen. Eine Abkühlungskurve ergab als Kristallisationstemperatur 955°. Nachdem ich den Ofen 30 Minuten lang auf ca. 1000° gehalten hatte, zeigte eine Abkühlungskurve den Beginn der Ausscheidung erst bei 944° an. Nach weiteren 30 Minuten Erhitzung sank die Kristallisationstemperatur auf 935°. Es würde demnach bei 40 g Bariumchlorid und einer Erhitzung auf 1000° bei der durchschnittlichen Erhitzungsdauer von 5 Minuten eine Erniedrigung von höchstens 2° auftreten. Da nun aber zu den Schmelzen 30 g Substanz verwendet wurden, die auch nur z. T. aus Bariumchlorid bestanden, so liegen die entstehenden Abweichungen innerhalb der Fehlergrenze der Meßmethode.

II. Die binären Systeme $BaCl_2$—KCl, $BaCl_2$—NaCl, KCl—NaCl.

A. Das System Bariumchlorid—Kaliumchlorid.

Aus den Messungen wurde das Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Systems (Fig. 2, Tab. 1) gewonnen, aus dem sich das Vorhandensein der Verbindung $BaCl_2 . 2\,KCl$ ergibt.

Das Diagramm stellt ein Beispiel dar für ein System mit einer Verbindung, die einen echten Schmelzpunkt

[1] K. Arndt, Ber. d. deutsch. chem. Ges. **40**. 1907. 430.

Tab. 1. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm des binären Systems $BaCl_2$—KCl.**

No.	Gehalt an $BaCl_2$		Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation		Umwandlung	
	Molekül-prozente	Gewichts-prozente		Temp.	Dauer	Temp.	Dauer
1	0	0	775°	—	—	—	—
2	10	23,69	738	660°	80 sec	—	—
3	20	41,12	685	658	250	—	—
4	25	48,21	—	660	350	—	—
5	30	54,49	662	658	170	—	—
6	$33\frac{1}{3}$	58,28	663	—	—	—	—
7	40	65,06	660	652	130	—	—
8	45	69,56	—	652	290	—	—
9	50	73,64	694	651	230	—	—
10	60	80,73	756	650	170	—	—
11	70	86,70	815	650	130	—	—
12	80	91,71	870	652	80	—	—
13	90	96,17	909	649	50	—	—
14	98	99,27	942	645	20	930°	30 sec
15	100	100	955	—	—	930	80

besitzt, und mit der Besonderheit, daß eine Komponente oberhalb der eutektischen Kristallisation eine Umwandlung zeigt.

Auf der Kurve AE_1 (Fig. 2) scheidet sich Kaliumchlorid, auf der Kurve E_1DE_2 die Verbindung, auf E_2F die β-Modifikation und auf FB die α-Modifikation des Bariumchlorids primär aus. Die eutektischen Geraden liegen bei 660° bezw. 652°.

O. Ruff und W. Plato[1], deren Untersuchungen über dieses System sich nur auf Gemenge von 0 bis 46 Mol.-% Bariumchlorid erstrecken, finden Werte, die ungefähr 20° höher liegen als die von mir ermittelten. Der eutektische Punkt E_2 liegt nach Ruff und Plato bei einer Konzentration von 40 % $BaCl_2$.

Die mikroskopische Untersuchung von Dünnschliffen verschiedener Konzentrationen ergab eine Bestätigung des thermischen Befundes.

Ein Schliff 3[2] zeigt u. d. M. das zuerst ausgeschiedene Kaliumchlorid in kleinen, abgerundeten Partikeln. Die Kristalle sind eingebettet in große Massen des Eutekti-

[1] O. Ruff und W. Plato, Ber. d. deutsch. chem. Ges. **36**. 1903. 2357.

[2] Die Schliffe tragen dieselben Nummern wie die Schmelzen.

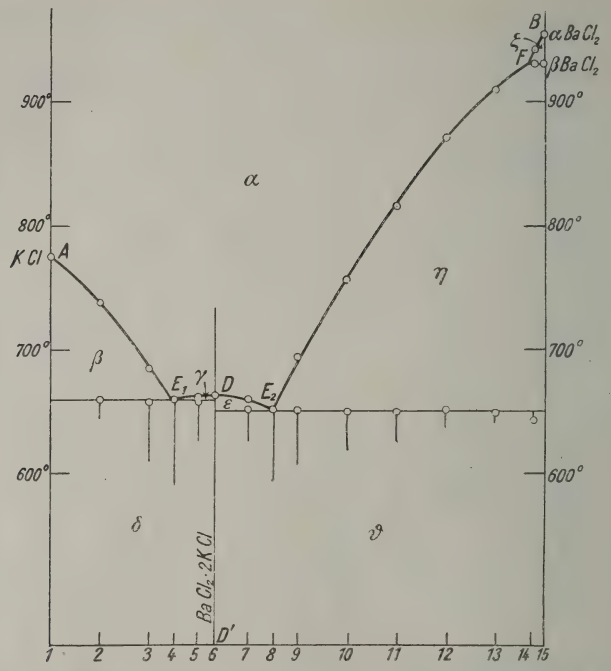


Fig. 2. Temperatur-Konzentrationsdiagramm der Mischungen aus Bariumchlorid und Kaliumchlorid.

α = Existenzgebiet der homogenen flüssigen Phase.
β = Gebiet des Gleichgewichts von K Cl und Schmelzen α.
γ u. ε = Gleichgewichtsgebiete von $BaCl_2 . 2KCl$ und Schmelzen α.
ζ u. η = Gleichgewichtsgebiete von α-$BaCl_2$, bezw. β-$BaCl_2$ und Schmelzen α.
δ = Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus K Cl und $BaCl_2 . 2KCl$.
ϑ = Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus β-$BaCl_2$ und $BaCl_2 . 2KCl$.

kums E_1, die schwach streifig erscheinen. Zwischen gekreuzten Nicols läßt das Eutektikum starke Doppelbrechung erkennen und löscht parallel zur Streifung aus. Ein Schliff 4 (E_1) zeigt diese Erscheinung noch besser. Große, stabförmige, doppelbrechende Kristalle des Doppelsalzes sieht man in Schliff 5 (Taf. XIX Fig. 1) und 7 einerseits im Eutektikum E_1, andererseits im Eutektikum E_2, das auch doppelbrechend ist. In Präparaten, die noch reicher an Bariumchlorid sind, tritt dieses immer als erste Ausscheidung auf. Die vorwiegend nicht scharf umrissenen Kriställchen zeigen in manchen Schliffen charakteristische Wachstumsformen.

Das Doppelsalz $BaCl_2, 2KCl$.

Nach dem Diagramm Fig. 2 enthält das Doppelsalz $33\frac{1}{3}$ Mol.-% $BaCl_2$. Seine Schmelztemperatur liegt bei 663°, nur wenige Grade über den Temperaturen der eutektischen Punkte E_1 660° und E_2 652°.

Die Kristallisationsprodukte von Schmelzen zwischen E_1 und D sehen dem Doppelsalz sehr ähnlich; es ist dies vielleicht eine Folge des geringen Konzentrationsunterschiedes. Schliff 5 (Taf. XIX Fig. 1) scheint fast nur aus der Verbindung zu bestehen.

Die Konzentrationen zwischen D und E_2 lassen viel deutlichere Unterschiede zwischen Verbindung und Eutektikum erkennen. Die Doppelsalzkristalle sind kleiner und erscheinen nicht eigentlich stabförmig, sondern zeigen die bekannte Doppelstiefelknechtform, die man besonders beim Olivin und bei den Feldspäten in den Ergußgesteinen antrifft. Das Eutektikum ist streifig angeordnet.

Kristallographische Untersuchungen. — Ich habe versucht, meßbare Kristalle des Doppelsalzes aus dem Schmelzfluß und aus wässerigen Lösungen herzustellen.

Durch langsames Abkühlen eines geschmolzenen Gemenges von $33\frac{1}{3}$ Mol.-% $BaCl_2$ und $66\frac{2}{3}$ Mol.-% KCl wurden ca. 10 mm lange, nadelförmige Kristalle des Doppelsalzes $BaCl_2 . 2KCl$ erhalten, die in einen im Innern des Regulus vorhandenen Hohlraum hineinragten. Die Kristalle löschen gerade aus. Es gelang, orientierte Schliffe durch einzelne Kristalle senkrecht zur Längserstreckung herzustellen, an denen man ein Achsenbild beobachten konnte. Das Salz ist zweiachsig; die optischen Achsen bilden einen kleinen Winkel miteinander. Durch Beobachtung der Veränderung der Interferenzfarben in beiden Hauptachsenrichtungen mit Hilfe eines Blendenschiebers nach H. Schneiderhöhn[1] wurde die Zweiachsigkeit des Minerals bestätigt. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ.

Das Doppelsalz $BaCl_2 . 2KCl$ gehört demnach dem rhombischen System an. Es hat das spezifische Gewicht 2,833 (20°).

---

[1] H. Schneiderhöhn, Die Beobachtung der Interferenzfarben schiefer Strahlenbündel usw. Zeitschr. f. Krist. etc. **50**. 1912. 231.

Die Versuche, das Doppelsalz aus wässerigen Lösungen auskristallisieren zu lassen, mißlangen. Es fiel aus der Lösung zuerst das Salz $BaCl_2 . 2 H_2O$ aus, dann kristallisierten nach stärkerem Verdunsten des Wassers dieses Salz und Kaliumchlorid nebeneinander.

B. Das System Bariumchlorid—Natriumchlorid.

Aus den Schmelzen der Gemenge von Bariumchlorid und Natriumchlorid wurden die in der folgenden Tabelle 2 zusammengestellten Werte erhalten.

Tab. 2. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm des binären Systems $BaCl_2$—NaCl.**

No.	Gehalt an $BaCl_2$		Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation		Umwandlung	
	Molekülprozente	Gewichtsprozente		Temp.	Dauer	Temp.	Dauer
29	0	0	798°	—	—	—	—
28	10	28,36	765	654°	80 sec	—	—
27	20	47,11	730	655	150	—	—
26	25	54,29	710	654	190	—	—
25	30	60,43	689	654	230	—	—
24	35	65,74	669	654	270	—	—
23	40	70,37	—	654	410	—	—
22	50	78,08	715	654	240	—	—
21	60	84.24	768	654	220	—	—
20	70	89,26	816	653	160	—	—
19	80	93,44	863	653	120	—	—
18	83	94.56	876	653	90	—	—
17	90	96,98	901	649	60	—	—
16	98	99,43	935	649	20	931°	10 sec
15	100	100	955	—	—	930	80

Es tritt hier der einfache Typus auf, bei dem im flüssigen Zustand vollkommene, im kristallisierten Zustand keine Mischbarkeit der Komponenten vorhanden ist (Fig. 3). Die Schmelztemperaturen der reinen Stoffe werden bis zum eutektischen Punkt durch Beimengung der anderen Komponente erniedrigt. Der eutektische Punkt liegt bei 654° und einer Konzentration von 39 Mol.-% $BaCl_2$.

Nach der auf p. 513 erwähnten Angabe von Le Chatelier[1] soll das Bariumchlorid eine Umwandlung haben, die sich durch einen Knick in der Kurve der primären Ausscheidungen des Systems bei 83 Mol.-% Bariumchlorid zu erkennen gibt. Die Umwandlungstemperatur soll 775° sein. — Zur Nachprüfung habe ich eine Abkühlungskurve einer Schmelze

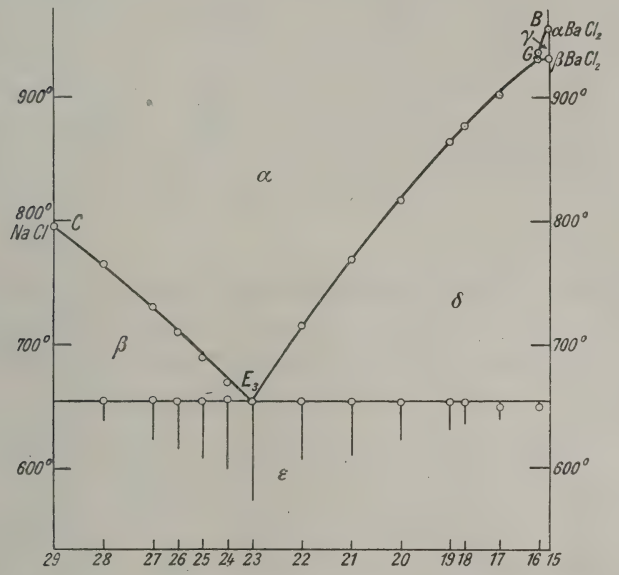


Fig. 3. Temperatur-Konzentrationsdiagramm der Mischungen aus Bariumchlorid und Natriumchlorid.

α = Existenzgebiet der homogenen flüssigen Schmelze.
β = Gleichgewichtsgebiet von Na Cl und Schmelzen α.
γ u. δ = Gleichgewichtsgebiet von α-$BaCl_2$, bezw. β-$BaCl_2$ und Schmelzen α.
ε = Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus Na Cl und β-$BaCl_2$.

der angegebenen Konzentration aufgenommen. Eine erste Ausscheidung trat bei 876° ein. Durch diesen Punkt entsteht kein Knick auf der Kurve GE_3 (Fig. 3). Da auch bei reinem Bariumchlorid weder bei 775° noch bei 876°, weder thermisch noch optisch eine Umwandlung zu konstatieren war, so wäre es möglich, daß Le Chatelier einen durch die anfangs erwähnte Umwandlung der α-Modifikation des Bariumchlorids in die β-Modifikation bei

[1] Le Chatelier, Compt. rend. **118**. 1897. 712.

930° verursachten Knick in der Schmelzkurve an einer falschen Stelle gefunden hat.

Das Ergebnis der Bestimmungen von O. Ruff und W. Plato[1], daß Bariumchlorid und Natriumchlorid ein Doppelsalz bilden, konnte ich nicht bestätigen.

Das Bariumchlorid erscheint, wo es primär ausgeschieden ist, in Wachstumsformen ohne scharfe Kristallbegrenzungen (Taf. XIX Fig. 2). Das Natriumchlorid tritt seinerseits in sternförmigen Gebilden auf, an denen durch Messung der Winkel festgestellt werden konnte, daß es sich um Wachstumsformen nach dem Dodekaeder handelt. Das Eutektikum ist wenig durchsichtig und zeigt körnige Struktur. Es ist doppelbrechend und löscht zwischen gekreuzten Nicols in unregelmäßigen Partien aus.

C. Das System Kaliumchlorid—Natriumchlorid.

Nach N. S. Kurnakow und S. F. Zemczuznyi[2] besitzt die Kristallisationskurve in diesem System ein Minimum bei 50 Mol.-% Na Cl. Es bilden sich aus dem Schmelzfluß Mischkristalle in allen Konzentrationsverhältnissen. Zwischen 400° und 300° zerfallen sie in Gemenge von Kaliumchlorid und Natriumchlorid.

H. Brand[3] hat aus diesem System Abkühlungskurven von Schmelzen mit 0, 20, 50 und 100 Mol.-% Na Cl aufgenommen. Er fand ca. 20° tiefere Werte, als Kurnakow und Zemczuznyi angeben und stellte fest, daß die Entmischung bei der Abkühlung auf Zimmertemperatur noch nicht beendet ist. Der Wärmeeffekt bei der Entmischung ist daher nur sehr gering. Es erklärt sich hieraus der schwache Knick auf den Abkühlungskurven. Eine schwach doppelbrechende Streifung führte er zurück auf Spannungserscheinungen, die durch die beginnende Entmischung hervorgerufen werden.

Ich habe nur einige Abkühlungskurven von Schmelzen aufgenommen, welche für die Schnitte des Dreistoffsystems notwendig waren. Aus den erhaltenen Werten ist die Tab. 3 zusammengestellt.

---

[1] O. Ruff und W. Plato, Ber. d. deutsch. chem. Ges. **36**. 1903. 2357.

[2] N. S. Kurnakow und S. F. Zemczuznyi, Zeitschr. f. anorg. Chem. **52**. 1907. 186.

[3] H. Brand, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXII. 627.

Tab. 3. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm des binären Systems K Cl—Na Cl.**

No.	Gehalt an K Cl		Beginn der Ausscheidung von Mischkristallen	Temperatur des Beginns der Entmischung
	Molekül-prozente	Gewichts-prozente		
29	0	0	Schmelztemp.: 798°	—
97	15	18,37	760°	351°
66	30	35,34	696	360
74	50	56,05	660	373
82	57,5	63,31	664	371
55	80	83,61	700	343
1	100	100	Schmelztemp.: 775°	—

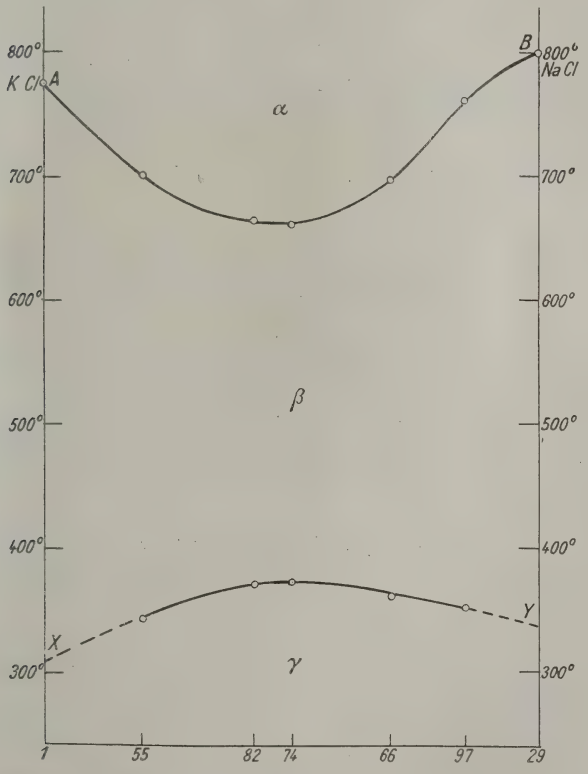


Fig. 4. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des binären Systems Kaliumchlorid—Natriumchlorid.

α = Existenzgebiet der homogenen flüssigen Schmelze.
β = Existenzgebiet der Mischkristalle aus K Cl und Na Cl.
γ = Existenzgebiet von Gemengen aus K Cl und Na Cl.

Fig. 4 gibt die graphische Darstellung des Diagramms. Die von mir erhaltenen Werte nähern sich denen von H. Brand. Die Kristallisationskurve weist jedoch etwas höhere Werte auf. — Die Kurve der Entmischung ist flacher und ihre Temperaturen liegen etwas tiefer als die von H. Brand angegebenen.

Die hier noch mit einiger Mühe beobachtete Entmischung konnte im ternären System nicht mehr festgestellt werden. Die thermischen Effekte waren so gering, daß keine Knicke auf den Abkühlungskurven mehr eintraten. — Ich versuchte dann die Entmischung optisch festzustellen. Bei sehr langsamer Abkühlung der Schmelze sollte die Temperatur bestimmt werden, bei der die erste Trübung der beobachteten Substanz durch eintretende Entmischung wahrgenommen werden konnte. Diese Versuche wurden dadurch vereitelt, daß das stets in gewissen Mengen auftretende ternäre Eutektikum, das sehr undurchsichtig ist, die Substanz schon vor Eintritt der Entmischung trübte.

III. Das ternäre System Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid.

Da die binären Systeme aus Gemengen von Bariumchlorid, Kaliumchlorid und Natriumchlorid bei den Schmelzversuchen gute Wärmetönungen zu erkennen gegeben hatten, erschien es aussichtsvoll, das ternäre System aus diesen drei Komponenten zu bearbeiten. Die Ergebnisse sind im folgenden zusammengestellt.

Zur Veranschaulichung ist Taf. XVIII gezeichnet, die den Grundriß des Systems darstellt. Die Seiten des gleichseitigen Dreiecks sind die Projektionen der drei Zweistoffsysteme, während das Dreistoffsystem durch die Dreiecksfläche angegeben wird. Die Ecken des Dreiecks[1] A′, B′ und C′ stellen die Komponenten K Cl, $Ba Cl_2$ und Na Cl vor. Der Punkt D′ entspricht der Zusammensetzung der Verbindung $Ba Cl_2 . 2 K Cl$. E_1', E_2', E_3' geben die binären eutektischen Punkte, E′ den ternären eutektischen Punkt an.

[1] Es bedeuten die mit einem Strich versehenen Buchstaben die Projektionen der mit gleichem Buchstaben ohne Strich benannten Punkte der Kristallisationsflächen auf das Grunddreieck.

Schnitt I. Tab. 4, Fig. 5.

Da in einem Randsystem die Verbindung $BaCl_2 . 2\,KCl$ als selbständige Kristallart auftritt, schien es zweckmäßig, die Untersuchung des Systems damit zu beginnen, einen Schnitt durch das Raumdiagramm zu legen, dessen Schmelzen sich aus den beiden Kristallarten $BaCl_2 . 2\,KCl$ und NaCl zusammensetzen. Verhält sich dieser Schnitt wie ein binäres System, d. h. sind in ihm nur die beiden Kristallarten existenzfähig, so ist eine Zerlegung des ternären Systems in zwei Teilsysteme möglich, von denen jedes einen ternären eutektischen Punkt besitzt, der innerhalb des Dreiecks liegt, dessen Ecken die Kristallarten angeben, die im ternären eutektischen Punkt mit der flüssigen Phase koexistieren.

Tab. 4. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
29	—	—	100	—	—	100	798°	—	—	—
30	5	10	85	15,42	11,04	73,55	754	557°	549°	50 sec
31	10	20	70	27,17	19,45	53,38	697	551	543	120
32	15	30	55	36,43	26,08	37,49	640	—	542	200
33	20	40	40	43,91	31,44	24,65	577	553	541	250
34	21,7	43,3	35	46,15	32,96	20,89	571	550	543	210
35	23,3	46,7	30	48,25	34,39	17,36	570	565	543	180
36	25	50	25	50,09	35,86	14,06	584	553	539	90
37	27,5	55	17,5	52,78	37,79	9,43	609	555	541	60
38	30	60	10	55,27	39,57	5,17	634	549	(549)	(40)
6	$33\frac{1}{3}$	$66\frac{2}{3}$	—	58,28	41,72	—	663	—	—	—

Nachfolgende Erklärung des Diagramms war nur auf Grund anderer Schnitte, insbesondere des Schnittes VI möglich. — Die Kristallisationskurven der beiden Komponenten $BaCl_2 . 2\,KCl$ und NaCl schneiden sich nicht. Es schiebt sich eine dritte Kristallisationskurve O Q dazwischen. Von den Punkten O und Q verlaufen Kurven zu einer eutektischen Geraden, deren Temperatur derjenigen der ternären eutektischen Kristallisation entspricht. Es ist also in diesem System schon das ternäre

Eutektikum aufgetreten. Dieser Sachverhalt läßt schließen, daß das System nicht mehr ein reines Zweistoffsystem ist, sondern daß die Komponente D nur in einem Teil des Systems D C ohne Spaltung schmilzt.

Entlang der Kurve D O (Fig. 5) scheidet sich aus den Schmelzen das Doppelsalz $BaCl_2 . 2\,KCl$ aus, wodurch die Konzentrationen der Schmelzen sich allmählich einem Punkte der eutektischen

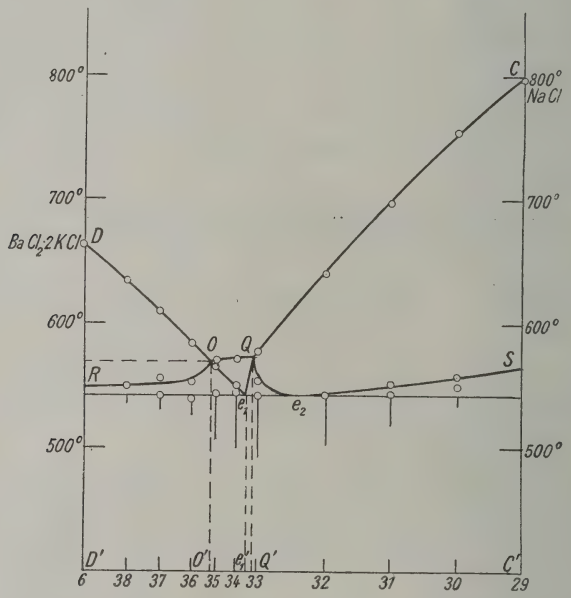


Fig. 5. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Systems $BaCl_2 . 2\,KCl$—NaCl (Schnitt I).

Kurve E_1 E (Taf. XVIII, Kurve E_1' E') nähern. Auf dieser Kurve stehen das Doppelsalz und kaliumchloridreiche Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$, gebildet aus Gemengen von Kaliumchlorid und Natriumchlorid im Gleichgewicht.

Das Kurvenstück O Q liegt in einem Teile des ternären Systems, in dem sich die Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ primär ausscheiden. Bei Q schneidet das Diagramm die Grenzkurve[1], welche die Kristallisationsflächen der kaliumchloridreichen und der natriumchloridreichen Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$

[1] Vergl. p. 545: Die Kristallisationsflächen des Systems.

voneinander trennt. Bei Konzentrationen von Q' bis C' entstehen primär die Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$. RO ist die Kurve, auf der sich sekundär die Bildung von Grenzmischkristallen $\mathfrak{A}$ vollzieht. Diese Kurve sollte bei der Temperatur, die dem Punkte O entspricht, horizontal verlaufen. Demnach müßten alle Schmelzen der Konzentrationen von D' bis O' den zweiten thermischen Effekt bei der Temperatur von O zeigen. Aus dem Diagramm ist ersichtlich, daß Verzögerungen bis zu 20° eingetreten sind.

Das Doppelsalz ist sekundär in den Schmelzen von O' bis e_1' ausgeschieden. Auf e_1 Q treten die natriumchloridreichen, auf e_2 Q die kaliumchloridreichen Grenzmischkristalle sekundär auf, während auf e_2 S eine schwache sekundäre Kristallisation von Bariumchlorid zu bemerken ist. In den Konzentrationen von Q' bis C' tritt also eine erhebliche Ablenkung der Kristallisationsbahnen durch die Mischkristallbildung ein. Wäre reines Natriumchlorid ausgeschieden, so müßte in diesem Teil des Systems von allen Kristallisationsbahnen die Kurve HE (Taf. XVIII, Kurve H' E') im Punkt Q getroffen werden. Die Verschiebung der Kristallisationsbahnen bis zum Schnitt mit der Kurve E_3E ist ein Beweis für Mischkristallbildung. Die Dauer der eutektischen Kristallisation hat ungefähr bei Schmelze 33 ihr Maximum erreicht.

Um zu veranschaulichen, mit welcher Genauigkeit die Punkte des Systems festgestellt werden konnten, sind die in Fig. 6 gezeichneten Kurven der Schmelzen 33, 36 und 38 angegeben. Die beiden ersten zeigen an den Knicken α und β die primären, bezw. sekundären Kristallisationen. Ebenso sind die Temperatur und die Dauer der eutektischen Kristallisation (γ) zu ersehen. Bei Schmelze 38 beobachtet man α gut, doch läßt sich ein Unterschied von β und γ nicht mehr feststellen.

Die Schliffe von Präparaten dieses Schnittes gaben den Ausschlag zur Annahme der obigen Deutung des thermischen Befundes. — Präparat 36 (Taf. XIX Fig. 3) zeigte im Dünnschliff die Stäbchen der Verbindung. Während jedoch im binären System $BaCl_2$—KCl die Kristalle frei im Eutektikum lagen, sind sie hier eingefaßt von kleinen Doppelsalzkriställchen. Diese Erscheinung führe ich darauf zurück, daß kurz vor der eutektischen Kristallisation eine Resorption der Grenzmisch-

kristalle 𝔄 stattgefunden hat. Dabei hat sich die Verbindung gebildet und das übrigbleibende Natriumchlorid hat mit der Schmelze Grenzmischkristalle 𝔈 gebildet. Der Vorgang wurde überall dort im ternären System beobachtet, wo das Doppelsalz zusammen mit den Grenzmischkristallen 𝔄 ausgeschieden war[1]. In Schliff 35 hat die Masse des Eutektikums beträchtlich zugenommen. Während in 36 das Eutektikum als Zwischenklemmungsmasse auftrat, erscheinen hier die Kristalle fast nur als Einsprenglinge im Eutektikum. Man beobachtet Anhäufungen

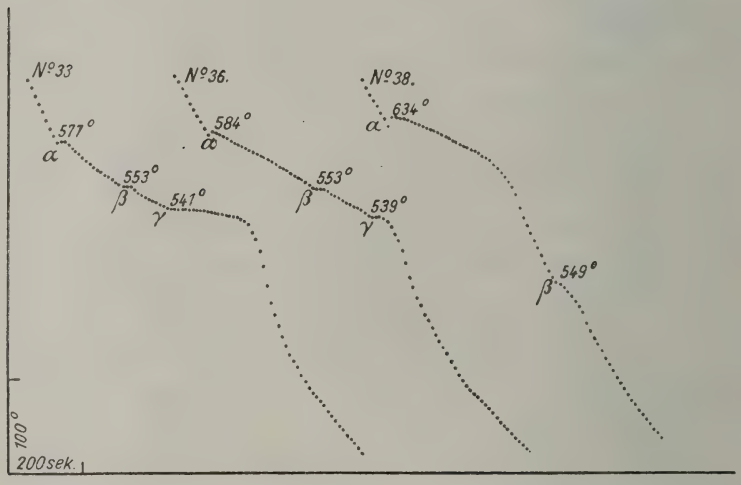


Fig. 6. Abkühlungskurven von Schmelzen der Konzentrationen No. 33, 36, 38.

kleiner, einfachbrechender Kriställchen, daneben unregelmäßig ausgebildete doppelbrechende Nadeln der Verbindung. Ein Teil der Mischkristallhaufen und der Doppelsalzkristalle wird von später gebildetem Doppelsalz umrahmt. Es ist hier eine primäre Ausscheidung der Grenzmischkristalle 𝔄 anzunehmen, der eine sekundäre des Doppelsalzes gefolgt ist.

Die Schliffe 33 und 30 sind aus dem Gebiet entnommen, in dem sich die Grenzmischkristalle 𝔈 aus dem Schmelzfluß zuerst ausgeschieden haben. Diese bilden zum großen Teil Häufungen; nebenher aber zeigen sich auch einige Kristallgruppen, die den gewöhnlichen Wachstumsformen des Natriumchlorids ähnlich

[1] Eine Erläuterung dieses Vorgangs siehe p. 547 ff.

sind. Diese sternförmigen Wachstumsformen haben in Schliff 32 die Kristallkomplexe fast ganz verdrängt. In Übereinstimmung mit dem thermischen Ergebnis beobachtet man doppelbrechende Partien in den Schliffen 32, 31 und 30. Diese Erscheinung ist im Schliff 30 am besten ausgeprägt. Das Eutektikum ist durchsetzt von sekundär ausgeschiedenen Bariumchloridkriställchen.

Aus dem Diagramm des Systems $BaCl_2 . 2\,KCl$—NaCl geht hervor, daß innerhalb des Raumdiagramms, dessen Ecken durch die drei Stoffe $BaCl_2 . 2\,KCl$, KCl und NaCl angegeben werden, ein Endpunkt der Kristallisation nicht liegt, sondern daß nur ein eutektischer Punkt in dem zweiten Teildiagramm des ternären Systems existiert.

Schnitt II. Tab. 5, Fig. 7.

Tab. 5. **Konzentrations-Temperaturdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
19	80	—	20	93,44	—	6.56	863°	653°	—	—
39	75	5	20	91,02	2,17	6,81	841	612	543'	20 sec
40	70	10	20	88,39	4,52	7,09	815	582	542	40
41	65	15	20	85,55	7,07	7,39	795	560	545	90
42	60	20	20	82,45	9,84	7,71	768	—	544	170
43	55	25	20	79,07	12,86	8,07	743	551	544	160
44	50	30	20	75,36	16,18	8,46	706	562	542	140
45	45	35	20	71,27	19,84	8,89	670	573	543	140
46	40	40	20	66,74	23,89	9.37	627	582	543	140
47	35	45	20	61,70	28,40	9,90	590	574	542	140
48	30	50	20	56,06	33,45	10,49	596	559	544	150
49	25	55	20	49,70	39,14	11,16	599	573	544	40
50	22,5	57,5	20	46,20	42,27	11,53	604	597	542	20
51	20	60	20	42,47	45,61	11,92	621	594	—	—
52	15	65	20	34,18	53,02	12,79	647	580	—	—
53	10	70	20	24,59	61,61	13,80	671	576	—	—
54	5	75	20	13,35	71,67	14.98	697	572	—	—
55	—	80	20	—	83,61	16,39	720	—	—	—

Die Schnitte II und III wurden gelegt, um die Lage des ternären Eutektikums festzustellen. Der Schnitt II wurde

vom Punkte 19 (80 Mol.-% $BaCl_2$—20 Mol.-% NaCl) zu dem Punkte 55 (80 Mol.-% KCl—20 Mol.-% NaCl) geführt.

Oberhalb O P Q R (Fig. 7) liegt das Existenzgebiet der homogenen, flüssigen Schmelze. In dem Flächenstück O Pe_3 S ist das ausgeschiedene Bariumchlorid im Gleichgewicht mit der Schmelze. In S e_3 o koexistieren Bariumchlorid und Grenzmischkristalle 𝔈

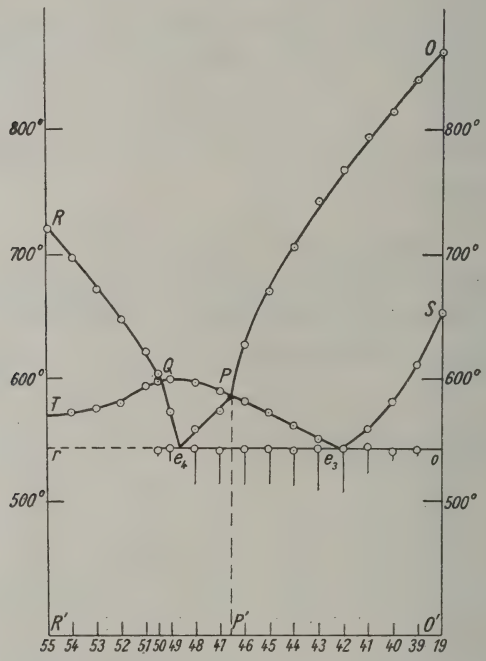


Fig. 7. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes II.

neben flüssigen Phasen. — Die Fläche P Q e_4 gibt das Gleichgewichtsgebiet des primär ausgeschiedenen Doppelsalzes und der Schmelze an. In P e_3 e_4 stehen Bariumchlorid und Doppelsalz im Gleichgewicht mit der Schmelze. Längs der Kurve R Q 5 scheiden sich primär Grenzmischkristalle 𝔄 aus, zu denen sich längs der Kurve Q T sekundär das Doppelsalz hinzugesellt. Die Abkühlungskurven der Schmelzen 49 und 50 zeigen nur noch geringe eutektische Haltezeiten, während von der Schmelze 51 ab keine eutektische Kristallisation mehr stattfindet.

Unterhalb der Geraden $o\,e_3\,e_4\,r$ koexistieren eutektische Gemenge der vorhandenen Stoffe. — Es fällt auf, daß die eutektischen Gemenge aus vier Stoffen bestehen. Dies steht im Widerspruch mit der Gibbs'schen Phasenregel. Dieser Widerspruch wird an späterer Stelle (vgl. p. 547 ff.) aufgeklärt.

Für den ternären eutektischen Punkt wurde durch e_3 und e_4 ein Punkt bestimmt, der ungefähr bei 24 % $BaCl_2$—36,5 % NaCl —39,5 % KCl liegt. Dadurch konnten jetzt mit einiger Wahrscheinlichkeit die Kurven $E_1'E'$ und $E_2'E'$ (Taf. XVIII) konstruiert werden.

Die Dauer der eutektischen Kristallisation wächst von Schmelze 19 bis 42 mit Maximum bei e_3; sie bleibt konstant bis e_4 und nimmt dann schnell ab, um kurz hinter Schmelze 50 ganz zu verschwinden. Schliff 55, der nur Kaliumchlorid und Natriumchlorid enthält, zeigte gleich nach dem Schmelzen vollkommen durchsichtige Mischkristalle, die nach einigen Wochen jedoch infolge der langsam fortschreitenden Entmischung allmählich trübe und undurchsichtig wurden. In den einzelnen Kristallindividuen sieht man lange Spaltrisse, die senkrecht zueinander verlaufen. In den Schliffen 54, 53 und den folgenden treten zwischen den rundlichen Mischkristallindividuen Kristalle der Verbindung als Zwischenklemmungsmasse auf. Das erste schwache Anzeichen eutektischer Gemenge konnte ich im Schliff 52 feststellen; in Schliff 49 ist die Menge des Eutektikums schon beträchtlich. Hier ist das Doppelsalz, das in langgestreckten Kristallen den Schliff durchzieht, primär ausgeschieden. Ganz untergeordnet erscheinen noch in kleinen Klümpchen die Grenzmischkristalle im Eutektikum. Von der Konzentration e_4' ab scheidet sich Bariumchlorid sekundär aus in kleinen Kriställchen neben dem Doppelsalz. Zwischen parallelen Nicols zeigt es tiefblaue bis braune Interferenzfarben, während das Doppelsalz bei gleicher Dicke des Schliffes nur schwachgelbe Farben aufweist. Dieses Unterscheidungsmerkmal konnte überall, wo die beiden Stoffe nebeneinander auftraten, als diagnostisches Hilfsmittel benutzt werden. In den Schmelzen von p' bis o' ist das Bariumchlorid primär kristallisiert. Bis e_3' beobachtet man sekundär das Doppelsalz. Dann treten an seine Stelle die Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$.

Schnitt III. Tab. 6, Fig. 8.

Tab. 6. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
11	70	30	—	86,70	13,30	—	815°	650°	—	—
56	60	30	10	81,58	14,60	3,82	762	596	539°	5 sec
57	55	30	15	78,63	15,35	6,02	734	574	540	80
44	50	30	20	75.36	16,18	8,46	706	562	542	140
58	45	30	25	71,71	17,11	11,18	667	547	542	200
59	40	30	30	67,61	18,15	14,23	641	—	542	320
60	35	30	35	62,99	19,33	17,68	598	553	540	210
61	30	30	40	57,73	20,67	21,60	563	559	541	210
62	25	30	45	51,69	22,20	26,11	588	552	541	220
63	20	30	50	44,67	23,99	31,34	615	545	541	240
32	15	30	55	36,43	26,08	37,49	640	—	542	200
64	10	30	60	26,61	28,58	44,81	661	—	540	140
65	5	30	65	14,71	31,60	53,68	681	—	536	80
66	—	30	70	—	35,34	64,66	696	—	—	—

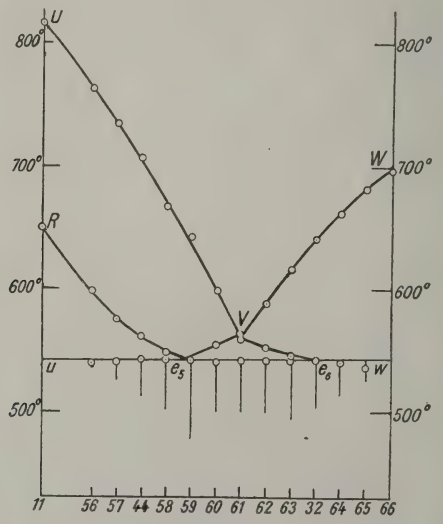


Fig. 8. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes III.

Das Diagramm zeigt, daß in dem von ihm durchquerten Teile des Systems ein besonderer unvorhergesehener Vorgang nicht stattfindet. — Die primäre Kristallisationskurve besteht aus zwei von den Seiten her absteigenden, sich im Punkte V schneidenden Ästen, welche die Temperaturen der Ausscheidungen von Bariumchlorid bezw. von Grenzmischkristallen $\mathfrak{C}$ angeben. Im Punkte V schneidet die Kurve, die vom binären Eutektikum E_3 zum ternären Eutektikum führt, das Diagramm. Sekundäre Ausscheidungen sind in den Schmelzen 11 bis 66 nacheinander das Doppelsalz, die Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$ und Bariumchlorid. Zu einer sekundären Ausscheidung der Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ kommt es nicht mehr.

Für die Ermittlung der Lage des ternären eutektischen Punktes wurde in dem Berührungspunkt der sekundären Kristallisationskurven mit der eutektischen Geraden zwischen den Schmelzen 58 und 59, in e_5, ein guter Wert gefunden. Aus dem Berührungspunkt bei der Schmelze 32 einen Schluß zu ziehen, war wegen der nicht geradlinig verlaufenden Kristallisationsbahnen der Mischkristalle nicht möglich.

Die Dauer der eutektischen Haltezeiten bleibt ungefähr von Schmelze 58 bis 32 konstant, um dann nach beiden Seiten allmählich abzunehmen.

Schliff 56 wird fast ganz von Bariumchlorid erfüllt. Die Kristalle des Doppelsalzes sind sehr klein und unregelmäßig. Sie unterscheiden sich aber von den Kriställchen des Bariumchlorids im polarisierten Licht deutlich durch die niedrigeren Interferenzfarben. Schliff 58 hat von Doppelsalzkristallen fast nichts mehr aufzuweisen. Er besteht fast nur aus Bariumchlorid und Eutektikum. Im Schliff 60 treten noch sekundär Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$ hinzu. Die Kurve V W liegt im Existenzfeld der Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$. Das Bariumchlorid ist bis zur Konzentration e_6' in sehr kleinen Kriställchen im Eutektikum eingelagert und bewirkt eine felderweise Auslöschung der Dünnschliffe. Jenseits der Schmelze 32 hört das Vorhandensein des Bariumchlorids in den Schliffen auf.

Schnitt IV. Tab. 7, Fig. 9.

Der Schnitt wurde ausgeführt, um eine Vorstellung von dem Abfall der Kristallisationsfläche des Doppelsalzes zu erhalten und zur Kontrolle des Schnittes I in dem Gebiet D' O' (Fig. 5). Es

Tab. 7. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl^2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
9	50	50	—	73,64	26,36	—	694°	652°	—	—
67	45	50	5	69,98	27,83	2,18	653	636	543°	20 sec
68	40	50	10	65,89	29,48	4,62	625	611	543	50
69	35	50	15	61,29	31,34	7,37	609	589	541	70
48	30	50	20	56,06	33,45	10,49	596	559	544	150
36	25	50	25	50,09	35,89	14,06	584	553	539	90
70	20	50	30	43,18	38,64	18,18	592	557	543	110
71	15	50	35	35,11	41,89	22,99	607	549	543	100
72	10	50	40	25,56	45,75	28,69	623	—	543	110
73	5	50	45	14,07	50,38	35,55	636	—	540	80
74	—	50	50	—	56,05	43,95	658	—	—	—

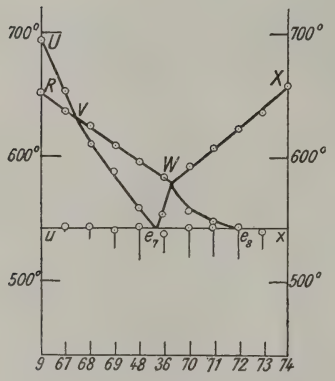


Fig. 9. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes IV.

sollte untersucht werden, ob die sekundäre Ausscheidung in der Schmelze 36 bei der Temperatur 553° der normale oder verzögerte Kristallisationsverlauf ist. Indessen gibt auch dieser Schnitt keine Aufklärung, da der steile Verlauf der Kurve We_7 eine Entscheidung über die Ausscheidungstemperatur nicht zuläßt; denn eine geringfügige Konzentrationsänderung der Schmelze bringt eine Kristallisation bei stark verschiedenen Temperaturen zustande.

Schnitt IV geht durch drei Kristallisationsflächen. In der Kurve V U durchschneidet er die Fläche des Bariumchlorids, von V bis W die des Doppelsalzes, und zwar durchquert er diese schräg, so daß ständig eine starke Neigung der Kurve vorhanden ist. Längs W X durchdringt er das Gebiet der Grenzmischkristalle 2(bezw. das der kontinuierlichen binären Mischkristalle. V W fällt fast gerade ab, woraus geschlossen werden kann, daß die Wölbung

der Fläche hier, wie auch schon im binären System $BaCl_2$—KCl, sehr gering ist. e_7 bietet einen neuen Hinweis auf die Lage des ternären eutektischen Punktes, während aus e_8 für diesen Punkt nichts zu entnehmen ist (vgl. e_6 in III). Die Dauer der eutektischen Kristallisation hält sich von e_7 bis e_8 annähernd auf gleicher Höhe.

Übereinstimmend mit dem thermischen Befunde zeigt Schliff 67 Bariumchlorid- und Doppelsalzkristalle in ungefähr gleichen Mengen und wenig Eutektikum. Schliff 69 weist die beiden Kristallarten in umgekehrter Ausscheidungsfolge auf. Von e_8 bis x tritt sekundäre Kristallisation nicht ein. Schliffe von 70 (Taf. XIX Fig. 4) und 71 erinnern in ihrem Aussehen an 34 und 35 vermöge ihrer Mischkristallhäufungen, die zwischen doppelbrechender sekundärer Ausscheidung und Eutektikum eingelagert sind.

Schnitt V. Tab. 8, Fig. 10.

Dieser Schnitt wurde gelegt von dem in III untersuchten Systempunkt 57 senkrecht auf das binäre System KCl—NaCl. Er schneidet in etwas anderer Richtung dieselben Kristallisationsflächen wie IV.

Tab. 8. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
57	55	30	15	78,63	15,35	6,02	734°	574°	540°	80 sec
45	45	35	20	71,27	19,84	8,89	670	573	543	140
75	40	37,5	22,5	66,96	22,47	10,57	630	572	540	160
76	35	40	25	62,13	25,42	12,46	590	571	543	210
77	30	42,5	27,5	56,68	28,74	14,58	568	556	542	230
78	25	45	30	50,48	32,52	17,00	561	549	542	170
79	20	47,5	32,5	43,36	36,86	19,78	579	550	541	130
71	15	50	35	35,11	41,89	22,99	607	549	543	100
80	10	52,5	37,5	25,43	47,80	26,77	629	548	541	70
81	5	55	40	13,92	54,82	31,26	646	548	543	50
82	—	57,5	42,5	—	63,31	36,69	663	—	—	—

Infolgedessen entsprechen seine Kurven denen des vorigen Schnittes.

Auffallend ist die geringe Neigung der Kurve R V, die in ihrer ganzen Länge in der Temperatur nur um 4° abfällt, während sie theoretisch ca. 15° abfallen sollte. Es müßte z. B. die sekundäre Ausscheidung der Schmelze 57 bei derselben Temperatur stattfinden wie die von 46 (Schnitt II), denn die geradlinige Kristallisationsbahn von 57 geht durch den Punkt 46 (Taf. XVIII). Während aber in der Schmelze 46 die Kristallisation des Doppelsalzes bei 582° eingetreten ist, erfolgt sie in 57 erst bei 574° (vergl. p. 555). Zu einer Markierung des ternären eutektischen Punktes kommt es nur zwischen 77 und 78 in e_9. — Im Schliff 76 sieht man Bariumchlorid, in 77 das Doppelsalz als Einsprengling im Eutektikum. — Aus der Lage der zweiten Knicke auf den Abkühlungskurven der Schmelzen 80 und 81 konnte nicht erkannt werden, ob hier schon eine sekundäre Ausscheidung von Grenzmischkristallen 𝔈 auftritt. U. d. M. ergab sich aber, daß auch in 81 immer noch das Doppelsalz sekundär gebildet war. Es mußte daher die Kurve W S die angegebene Form erhalten.

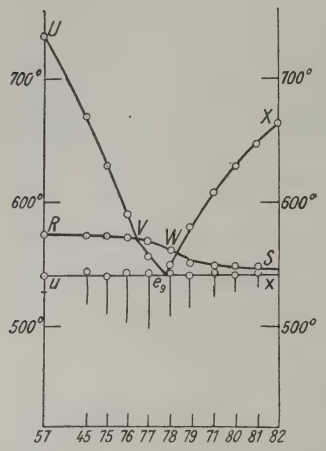


Fig. 10. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes V.

Schnitt VI. Tab. 9, Fig. 11.

Der durch die Systempunkte 38 (Schnitt I) und 66 (im binären System Na Cl—K Cl) gelegte Schnitt, der mit I nur einen kleinen Winkel bildet und dieselben Kristallflächen durchschneidet, brachte Klarheit über die Ausscheidungsfolge in I.

In Fig. 11 gibt die Kurve U V den Durchschnitt von VI mit dem Existenzgebiet der Verbindung an. In V wird die Grenzkurve geschnitten, welche die Felder der Verbindung und der Grenzmischkristalle 𝔄 voneinander trennt. Von V bis W durchkreuzt der Schnitt die Grenzmischkristallfläche 𝔄. Analog den Kurven O e_1 und Q e_1 des Schnittes I verlaufen hier die Kurven V e_{10} und W e_{10}, die den Beginn der sekundären Ausscheidungen entlang

Tab. 9. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
38	30	60	10	55,27	39,57	5,17	634°	549°	(549)°	(40) sec
49	25	55	20	49,70	39,14	11,16	599	573	544	40
83	22,5	52,5	25	46,57	38,90	14,52	584	577	539	70
70	20	50	30	43,18	38,64	18,18	592	557	543	110
84	15	45	40	35,43	38,05	26,52	593	560	541	190
85	12,5	42,5	45	30,98	37,71	31,31	609	571	541	150
86	10	40	50	26,07	37,33	36,59	627	554	540	130
87	5	35	60	14,55	36,45	49,00	663	—	538	60
66	—	30	70	—	35,34	64,66	696	—	—	—

den Grenzkurven des Existenzgebietes $\mathfrak{A}$ gegen das Doppelsalz bezw. die Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$ angeben. Die Kurve W X liegt in der Kristallisationsfläche der Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$ bezw. in dem Gebiet vollkommener Mischbarkeit von Kaliumchlorid und Natriumchlorid. Sekundär ist hier von W bis e_{11} Kristallisation der Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ festgestellt worden. Die Dauer der eutektischen Haltezeiten erreicht ein Maximum etwa bei e_{10}.

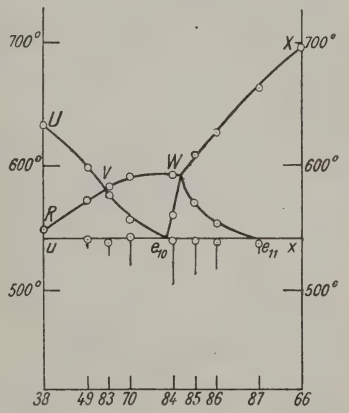


Fig. 11. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes VI.

Wichtig war, daß mit dem Punkt W ein zweiter Punkt der Grenzkurve der Mischkristalle $\mathfrak{A}$ und $\mathfrak{C}$ bestimmt wurde.

Eine Unterscheidung der beiden Grenzmischkristalle im Schliff 84 ist u. d. M. mit Sicherheit nicht möglich, da sie in dichten Massen durcheinander liegen und sich überdecken. Die einfachbrechenden Kristallgruppen sind von Kriställchen des Doppelsalzes eingefaßt (vgl. Schnitt I ff., Erklärung p. 547 ff.). Der Schliff 86 enthält kein Doppelsalz mehr; es sind die Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ und $\mathfrak{C}$ vorhanden.

Schnitt VII. Tab. 10, Fig. 12.

Tab. 10. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
49	25	55	20	49,70	39,14	11,16	599°	573°	544°	40 sec
36	25	50	25	50,09	35,89	14,06	584	553	539	90
78	25	45	30	50,48	32,52	17,00	561	549	542	170
88	25	40	35	50,87	29,14	19,99	552	544	540	290
89	25	37,5	37,5	51,07	27,42	21,50	553	548	541	260
90	25	35	40	51,28	25,70	23,03	564	551	541	250
62	25	30	45	51,69	22,20	26,11	588	552	541	220

Um dem ternären eutektischen Punkt möglichst nahezukommen oder ihn selbst zu treffen, wurde der Schnitt VII untersucht. Er führt von dem Systempunkt 49 in Schnitt II zu dem Punkt 62 in Schnitt III.

Aus der Dauer der eutektischen Kristallisation (Tab. 10) folgt, daß der eutektische Punkt dicht bei e_{13} liegt, aber nicht von dem Schnitt getroffen wird. Es wird vielmehr noch die Kristallisationsfläche des Bariumchlorids geschnitten (Fig. 12).

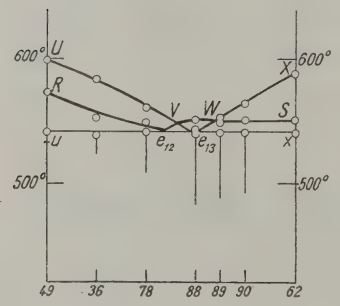


Fig. 12. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes VII.

In Schliff 88 finden sich zahlreiche Bariumchloridkristalle im Eutektikum, außerdem aber auch Kristalle des Doppelsalzes und der Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$. Eine Entscheidung darüber, ob die Kristallisationsbahn von 88 E_2 E oder E_3 E trifft, kann also weder hiernach noch nach dem Ergebnis der thermischen Analyse getroffen werden. — Schliff 90 enthält primär kristallisiert die Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$, denen dann das in kleinen Kriställchen durch den ganzen Schliff verteilte Bariumchlorid sekundär gefolgt ist.

Schnitt VIII. Tab. 11, Fig. 13.

Tab. 11. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
51	20	60	20	42,47	45,61	11,92	621°	594°	—	—
91	20	55	25	42,82	42,15	15,02	604	577	542°	50 sec
70	20	50	30	43,18	38,64	18,18	592	557	543	110
79	20	47,5	32,5	43,36	36,86	19,78	579	550	543	130
92	20	45	35	43,54	35,07	21,39	573	—	543	200
33	20	40	40	43,91	31,44	24,65	577	553	541	250
93	20	35	45	44,29	27,74	27,97	596	548	541	240
63	20	30	50	44,67	23,99	31,34	615	545	541	240
94	20	20	60	45,46	16,27	38,27	654	572	540	120
95	20	10	70	46,27	8,28	45,45	692	606	540	50
27	20	—	80	47,11	—	52,89	730	654	—	—

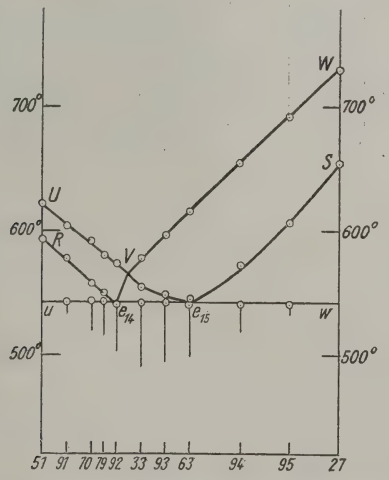


Fig. 13. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes VIII.

Durch Schnitt VIII werden die Gebiete der beiden Grenzmischkristalle getroffen. Es existieren daher nur zwei Kurvenäste U V und V W, welche die Temperaturen der primären Kristallisationen angeben. Sekundär haben sich nacheinander das Doppelsalz ($R e_{14}$), die Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$ ($V e_{14}$) und $\mathfrak{A}$ ($V e_{15}$)

und das Bariumchlorid ($S\,e_{15}$) ausgeschieden. Die meisten Punkte sind schon von früheren Schnitten bekannt.

Im Präparat 95 war u. d. M. die sekundäre Ausscheidung des Bariumchlorids zu beobachten. Dieser in zahlreichen kleinen Kriställchen verteilte Stoff bewirkt, daß das Gesichtsfeld partienweise auslöscht, eine Erscheinung, die hier viel auffallender ist als in Schnitt I (32—30), III (62, 63 und 32).

Schnitt IX. Tab. 12, Fig. 14.

Tab. 12. **Temperatur-Konzentrationsdiagramm.**

No.	Molekülprozente			Gewichtsprozente			Primäre Kristallisation	Sekundäre Kristallisation	Eutektische Kristallisation	
	$BaCl_2$	KCl	NaCl	$BaCl_2$	KCl	NaCl			Temp.	Dauer
2	10	90	—	23,69	76,31	—	738°	660°	—	—
53	10	70	20	24,59	61,61	13,80	671	576	—	—
80	10	52,5	37,5	25,43	47,80	26,77	629	548	541°	70 sec
72	10	50	40	25,56	45,75	28,69	623	—	543	110
96	10	45	45	25,81	41,58	32,60	617	575	541	110
86	10	40	50	26,07	37,33	36,59	627	554	540	130
64	10	30	60	26,61	28,58	44,81	661	—	540	140
31	10	20	70	27,17	19,45	53,38	697	551	543	120
28	10	—	90	28,36	—	71,64	765	554	—	—

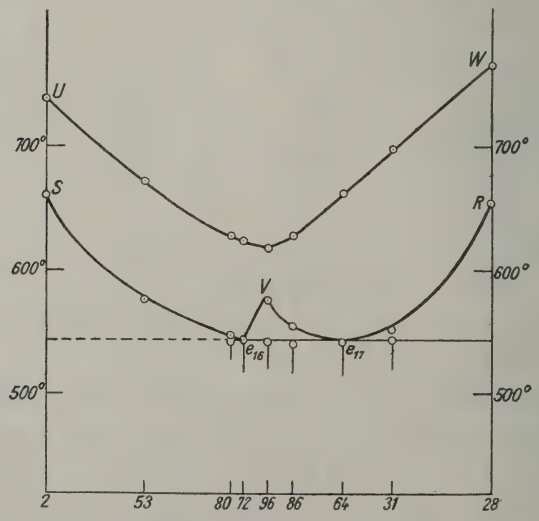


Fig. 14. Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes IX.

Dieser Schnitt IX liegt parallel zu VIII. Er war erforderlich zur Feststellung des Anfangspunktes H der Grenzkurve HE (Taf. XVIII), die in den Schnitten I, VI und VIII beobachtet worden war. Es ergab sich, daß er schon im Schnitt IX nicht mehr auftritt.

Die Kurve U W (Fig. 14) ähnelt schon der Kristallisationskurve des binären Systems KCl—NaCl, während die sekundären Kurven denen des Schnittes VIII entsprechen. Sie erreichen aber bei V nicht mehr die Kurve der primären Ausscheidungen. Der Punkt V gibt gleichzeitig die Temperatur des Anfangs der Grenzkurve HE an. Mit Hilfe der dieser Temperatur entsprechenden Isotherme auf den Kristallisationsflächen konnte der Punkt H im ternären System graphisch ermittelt werden.

Die Kristallisationsflächen des Systems (Taf. XVIII).

Die steil abfallende Fläche BFG gibt die Schmelztemperaturen des α-Bariumchlorids an, die durch Schmelzpunktserniedrigung durch die anderen Komponenten erhalten sind. Unterhalb der Grenzkurve FG ist nur β-Bariumchlorid existenzfähig. Seine Kristallisationsfläche ist die Fläche FGE_3EE_2, die weniger steil verläuft als die Fläche BFG.

An die Fläche FGE_3EE_2 grenzen das Existenzgebiet des Doppelsalzes (E_2EE_1) und das der Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$ (EE_3CH), an diese beiden das Gebiet der Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ (EE_1AH).

Auf die Existenz des Flächenstückes AHC der ununterbrochenen Reihe binärer Mischkristalle (AHC) konnte nur daraus geschlossen werden, daß die Grenzkurve EH erst bei einer Konzentration H' innerhalb des räumlichen Modells beginnt; daher ist eine nähere Angabe über ihre Begrenzung nicht möglich.

In dem Punkte E stoßen mithin scheinbar vier Kristallisationsflächen zusammen. Das Eutektikum enthält immer vier koexistierende feste Phasen: Bariumchlorid, das Doppelsalz und die beiden Grenzmischkristalle.

Daß aber nur drei Existenzfelder von kristallisierten Phasen in einem Punkt zusammenstoßen können, ergibt

sich aus der Phasenregel von W. Gibbs $B + 1 = P + F$ für konstanten äußeren Druck. Hierin ist die Anzahl der Bestandteile $B = 3$, so daß die Anzahl der Phasen, falls der Freiheitsgrad $F = 0$ ist, den höchsten Wert $P = 4$ erreicht. Dann sind mit der Schmelze drei kristallisierte Phasen im Gleichgewicht.

Für den vorliegenden Fall ist nur die Erklärung möglich, daß dicht bei E ein zweiter ausgezeichneter Punkt T liegt, in dem sich zwei Feldergrenzen schon oberhalb des eutektischen Punktes schneiden. Von diesem Punkte führt eine Grenzkurve weiter nach E. Es endigen dann dort nur drei Kristallisationsflächen. Eine Phase verschwindet oberhalb der Temperatur von E aus den Gemengen.

Im vorliegenden Falle müssen dann die Punkte E und T als so dicht beieinander liegend angenommen werden, daß sie mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht unterschieden werden können.

Für den hypothetischen Punkt sind zwei Lagen möglich, aus denen sich zwei Typen ternärer Systeme herleiten lassen.

1. Die Komponente B, das Doppelsalz D und die Grenzmischkristalle $\mathfrak{C}$ koexistieren im eutektischen Punkte E. Die Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ dagegen sind schon vorher in T von dem Doppelsalz und den Grenzmischkristallen $\mathfrak{C}$ resorbiert worden (Fig. 15).

2. Beide Grenzmischkristallarten $\mathfrak{A}$ und $\mathfrak{C}$ koexistieren mit der Komponente B in E. Die Verbindung D besitzt eine Minimaltemperatur T, unterhalb der sie nicht existenzfähig ist (Fig. 18).

In diesen beiden Fällen erfüllt jeder Punkt des Systems die Bedingungen der Phasenregel. Das ternäre System Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid stellt dann einen Grenzfall eines dieser beiden Typen dar.

IV. Besprechung der beiden Typen von Dreistoffsystemen, die als Grundformen für den durch das System Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid geschaffenen Typus angesehen werden können.

A. v. Vegesack[1] erwähnt den Typus I in seiner Untersuchung des Systems Pb—Mg—Sn, H. E. Boeke[2] den Typus II in einer Abhandlung über einige Modelle von Dreistoffsystemen. Eine nähere Erörterung ist erforderlich, um entscheiden zu können, zu welchem Typus das System $BaCl_2$—KCl—NaCl gehört. Da es unwesentlich für die Betrachtung ist, ob die Phasen A und C als Grenzmischkristalle (𝔄, ℭ) oder als reine Stoffe angesehen werden, soll das letztere vorausgesetzt werden. Wir haben dann im System A′C′ einen eutektischen Punkt H′ anzunehmen, von dem eine Feldergrenze zu dem Punkt T′ (Fig. 15) oder zum ternären Eutektikum E′ (Fig. 18) führt.

Typus I (p. 546).

Das Konzentrationsdreieck wird durch fünf Grenzkurven in vier Gebiete eingeteilt. Von diesen Gebieten reichen drei an den ternären eutektischen Punkt heran. Die Kristallisationsflächen[3] B und C schneiden sich in der Kurve $E_3'E'$, die Flächen B und D in $E_2'E'$. Zwischen den Stoffen D und C ist T′E′ Feldergrenze. Es koexistieren demnach in E die Stoffe D, B und C. Für Stoff A existiert eine Temperatur T, bei der er sich mit der Schmelze zum Doppelsalz D umsetzt. Der entsprechende Punkt liegt im Dreieck D′B′C′, also jenseits D′C′. Damit verliert der Schnitt D′C′ den Charakter eines binären Systems.

Die Kristallisationsvorgänge müssen je nach der Lage des Systempunktes so erfolgen, daß drei Fälle unterschieden werden können:

1. Der Systempunkt liegt im Dreieck A′D′C′. — Die Komponente A wird in so großen Mengen ausgeschieden, daß die vorhandene Menge B zur Bildung des Doppelsalzes voll-

[1] A. v. Vegesack, Zeitschr. f. anorg. Chem. **54**. 1907. 367.

[2] H. E. Boeke, Centralbl. f. Min. etc. 1912. 257.

[3] Es werden die Kristallisationsflächen mit denselben Buchstaben bezeichnet wie die in ihnen kristallisierenden Stoffe.

ständig verbraucht wird. Es bleibt ein Überschuß an A. Es kommt zu keiner eutektischen Kristallisation.

2. Der Systempunkt liegt auf D′C′. — Die Stoffe sind im Verhältnis der Konzentration des Doppelsalzes vorhanden. Nachdem oberhalb der Temperatur von T′ der Stoff A ausgeschieden ist, wird er in T′ von der Verbindung vollständig resorbiert. Eine eutektische Kristallisation findet gerade noch nicht statt.

3. Der Systempunkt liegt in dem Dreieck B′D′C′. — Sind Kristalle der Komponente A ausgeschieden, so

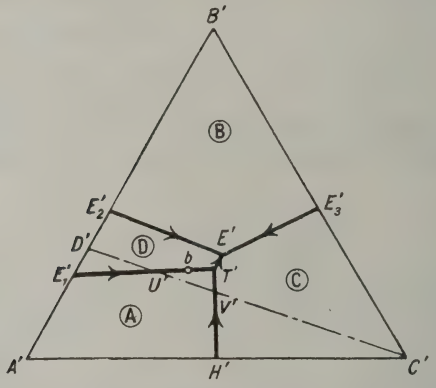


Fig. 15. Projektion des Raumdiagramms eines ternären Systems mit einer im binären System kongruent schmelzenden Verbindung, die in einem Teil des ternären Systems unter Zersetzung schmilzt (Typus I).

werden sie vollständig in das Doppelsalz mit Hilfe der Schmelze umgewandelt. Der Überschuß an Komponente B macht sich in eutektischer Kristallisation bemerkbar.

Es drängt sich die Frage auf, inwieweit die Schnitte, die durch das System gelegt wurden, durch die Annahme des Punktes T einer Modifikation unterworfen sind. Zu diesem Zwecke seien die beiden folgenden Schnitte betrachtet, die den Schnitten I und II (p. 529 und 533) entsprechen.

Schnitt I (D′C′) ist in Fig. 16 schematisch dargestellt. Auf der Kurve D U scheidet sich primär das Doppelsalz, auf U V die Komponente A und auf C V die Komponente C aus. Entlang der Kurve V T kristallisieren gemeinsam die Komponenten A und C,

entlang U T die Stoffe A und D. Auf der Geraden t T t findet Resorption der Komponente A durch die Verbindung statt. Wie schon erwähnt ist, kommt es hier nicht zu einer eutektischen Ausscheidung.

Durch zwei Annahmen läßt sich Schnitt I (p. 529) aus diesem Diagramm wieder gewinnen. Erstens fällt der Punkt T mit E

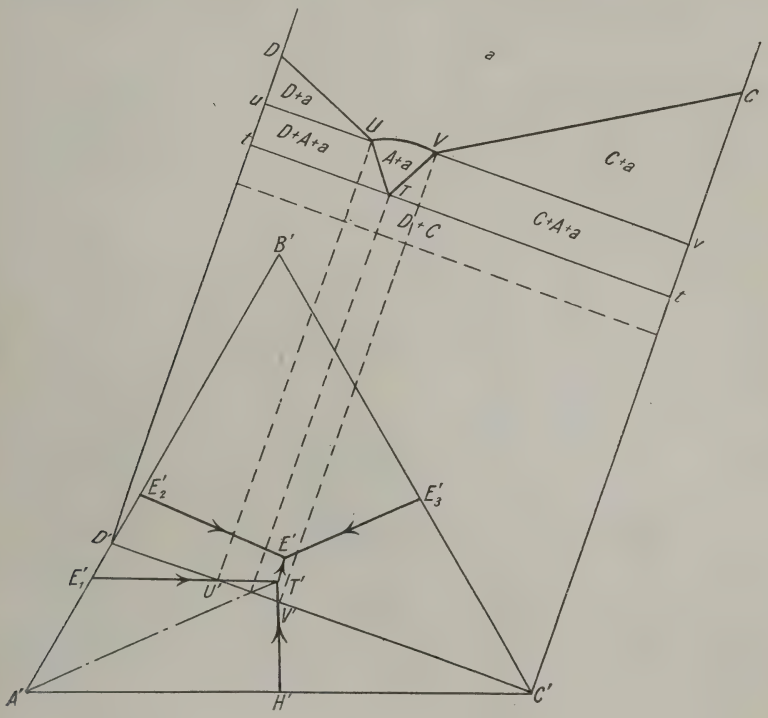


Fig. 16. Schnitt I des Typus I.

annähernd zusammen; damit rückt auch die Gerade t T t an die eutektische Gerade heran. Zweitens muß bedacht werden, daß in dem bearbeiteten System A und C Mischkristalle bilden und deshalb die Kristallisationsbahnen von der geradlinigen Richtung abweichen. Sie treffen dann nach der primären Ausscheidung des an C reichen Mischkristalls oder Grenzmischkristalls nicht auf den Punkt V', sondern auf die Kurve V' T' oder T' E'. Bei einem Systempunkte in der Nähe von C' kann durch die Kristallisationsbahn auch die Kurve E_3' E' ge-

troffen werden; es kann also eine sekundäre Ausscheidung der Komponente B erfolgen.

Schnitt II (R′O′) stimmt in dem Kristallisationsgebiet der Komponente B von O′ bis P′ mit II (p. 533) überein. Bei u′, dem Schnittpunkt mit D′C′, hört die eutektische Kristallisation auf. Von R bis Q scheidet sich erst die Komponente A aus, sekundär einerseits die Komponente C und andererseits das

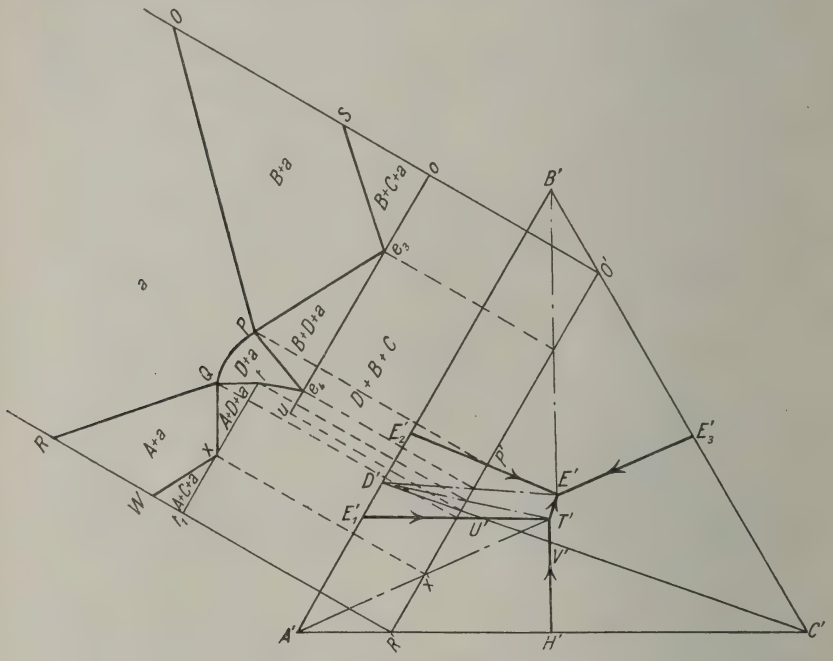


Fig. 17. Schnitt II des Typus I.

Doppelsalz. Unterhalb dieser Kurven verläuft die Horizontale $t_1 t$, welche die Resorption der Komponente A durch das Doppelsalz angibt. Sie erstreckt sich bis zu einem unterhalb des Kurvenstücks Q P gelegenen Punkte t, in dem zuerst die vom eutektischen Punkte e_4 aufsteigende sekundäre Kristallisationskurve die Umwandlungstemperatur T erreicht.

Läßt man auch hier $t_1 t$ und die eutektische Horizontale annähernd zusammenfallen und berücksichtigt man, daß durch Mischkristallbildung zwischen den Komponenten A und C die Kristallisationsbahnen wieder nach den B-reicheren Konzentra-

tionen abgedrängt werden, und zwar so, daß die Kurve Qx die Gerade $t_1 t$ nicht mehr erreicht, so resultiert ein dem Schnitt II (p. 533) entsprechendes Diagramm. Es muß gleichzeitig dabei noch bedacht werden, daß die Umwandlungskurve $t_1 t$ sich nicht ausprägt, da eine Umwandlung nur in sehr geringem Maße hat stattfinden können.

Typus II (p 546).

Den zweiten Typus kann man sich dadurch entstanden denken, daß man annimmt, die in Fig. 15 gezeichnete Kurve $E_1' T'$ treffe nicht die Feldergrenze zwischen den Stoffen A und C,

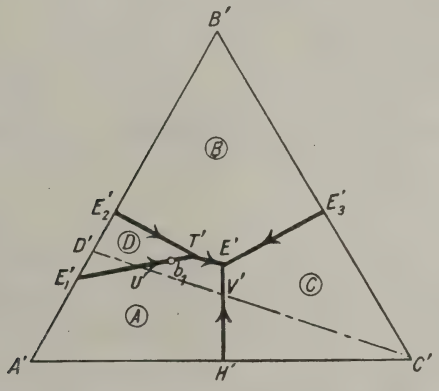


Fig. 18. Projektion des Raumdiagramms eines ternären Systems mit einer im binären System kongruent schmelzenden Verbindung, die sich im ternären System nur bis zu einer Minimaltemperatur ausscheidet, unterhalb der sie neben der Schmelze instabil wird (Typus II).

sondern T' falle auf die Feldergrenze zwischen den Stoffen D und B. Dadurch entsteht eine Felderverteilung, wie sie in Fig. 18 angegeben ist.

Der Unterschied zwischen diesem Typus und dem vorigen besteht also darin, daß nicht der Stoff A, sondern das Doppelsalz oberhalb des ternären Eutektikums aus dem Bodenkörper verschwindet. Im eutektischen Punkte treffen nicht die Existenzgebiete der durch das Dreieck D'B'C' angegebenen Stoffe zusammen, sondern die das Gesamtsystem bildenden Stoffe A, B und C. Für das Doppelsalz

existiert eine Minimaltemperatur T, unterhalb der es nicht existenzfähig ist.

Entlang der Kurve $E_2' T'$ ist D im Gleichgewicht mit der Komponente B, entlang $E_1' U' T'$ im Gleichgewicht mit der Komponente A. Bei Abkühlung zerfällt D bei der Temperatur des Punktes T in seine beiden Komponenten und bildet sich bei Erhitzung bei der Temperatur von T wieder zurück. Das Doppelsalz befindet sich zwischen U' und T' im Umwandlungsintervall.

Für die Zusammensetzung der kristallisierten Schmelzen folgt, daß in einem großen Teil der Schmelzen das Doppelsalz überhaupt nicht zur Ausscheidung kommt. Wo es aber in den Schmelzen als Bodenkörper aufgetreten ist, ist es bei der Temperatur des Punktes T' wieder verschwunden. In allen Schmelzen des Systems erfolgt eutektische Kristallisation im Punkt E'.

Zum Vergleich der Kristallisationsbahnen in Typus I und II ziehe ich auch hier wieder die schon im Typus I benutzten Schnitte I (D' C') und II (R' O') heran.

Schnitt I (D' C'). Die Schmelzen der Konzentrationen von D' bis U' (Fig. 19) scheiden zuerst das Doppelsalz aus. Sekundär folgt die Komponente A bis zum Punkte T. Bei der Temperatur von t T findet der Zerfall des Doppelsalzes in die Komponenten A und B statt. Es kristallisieren dann A und B gemeinsam. In dem eutektischen Punkt E kommt die Komponente C hinzu. Aus den Schmelzen der Konzentrationen U' bis V' erfolgt zunächst Ausscheidung der Komponente A. Die Kristallisationsbahnen der Punkte zwischen C' und V' verlaufen erst in der Richtung C' V' bis V', bis wohin sich C allein ausgeschieden hat. Von V' bis E' kristallisieren A und C gemeinsam, in E kommt B eutektisch hinzu.

Es findet also im ganzen System eutektische Kristallisation statt (Gegensatz zu Typus I).

Denkt man sich diesen Schnitt als Grenzfall derartig ausgebildet, daß T' und E' beinahe zusammenfallen, und nimmt man auch hier eine Ablenkung der Kristallisationsbahnen von der geradlinigen Bahn durch Mischkristallbildung an, so könnte dieses Diagramm dem Schnitt I des bearbeiteten Systems entsprechen. Jedoch werden durch die Vorgänge in diesem System die Erschei-

nungen in dem bearbeiteten zum Teil nicht erklärt. So müßte namentlich das Doppelsalz in allen Schmelzen, wenn nicht verschwunden, so doch in seiner Menge reduziert sein. Auch müßten die zurückgebliebenen Kristalle die Zeichen des Zerfalls in die beiden Komponenten zeigen. Beides ist aber nicht der Fall. Im Gegenteil zeigen (vgl. p. 531) die gut ausgebildeten Doppelsalz-

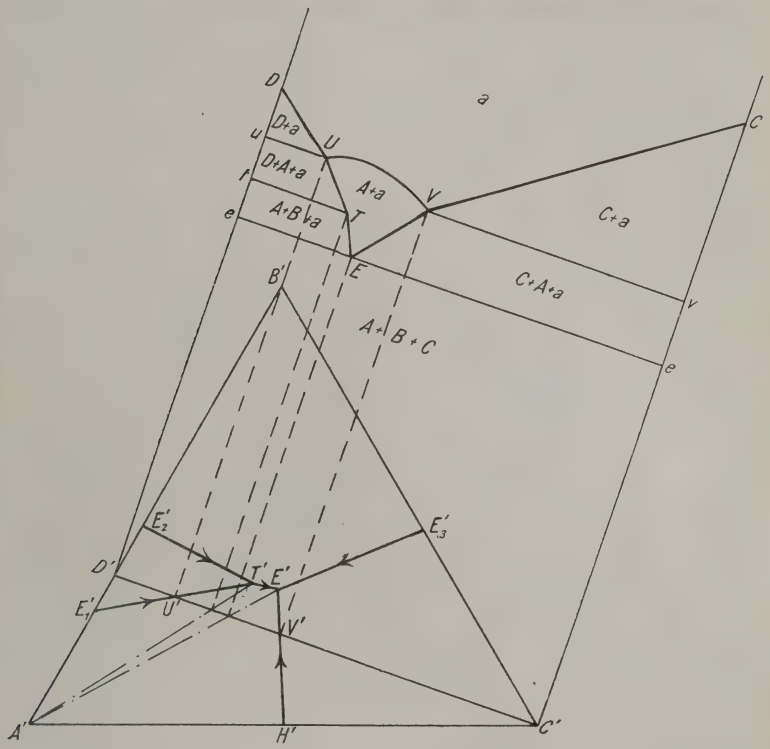


Fig. 19. Schnitt I des Typus II.

kristalle Ränder sekundärer Bildung, die nach ihrem optischen Verhalten das Doppelsalz selbst sein müssen. Es erscheint demnach fraglich, ob der Typus II im System $BaCl_2$—KCl—NaCl vorliegt.

Schnitt II (R′O′). Die Kurven der primären Ausscheidung ergeben sich aus Fig. 20. Sekundär scheidet sich, von O′ angefangen, zuerst die Komponente C aus. Von e_2 bis t_2 kristallisiert A sekundär. Von nun ab tritt das Doppelsalz in den Schmelzen

teils primär, teils sekundär ausgeschieden auf, um stets bei der Temperatur T wieder zu zerfallen. Von der Konzentration x′ ab ist das Doppelsalz nicht mehr existenzfähig. Auf W e_1 kristallisiert noch einmal C sekundär.

Auch hier läßt sich unter den gegebenen Voraussetzungen ein dem Schnitt II des Systems Ba Cl_2—K Cl—Na Cl annähernd entsprechendes Diagramm ableiten. Ein Unterschied bleibt jedoch

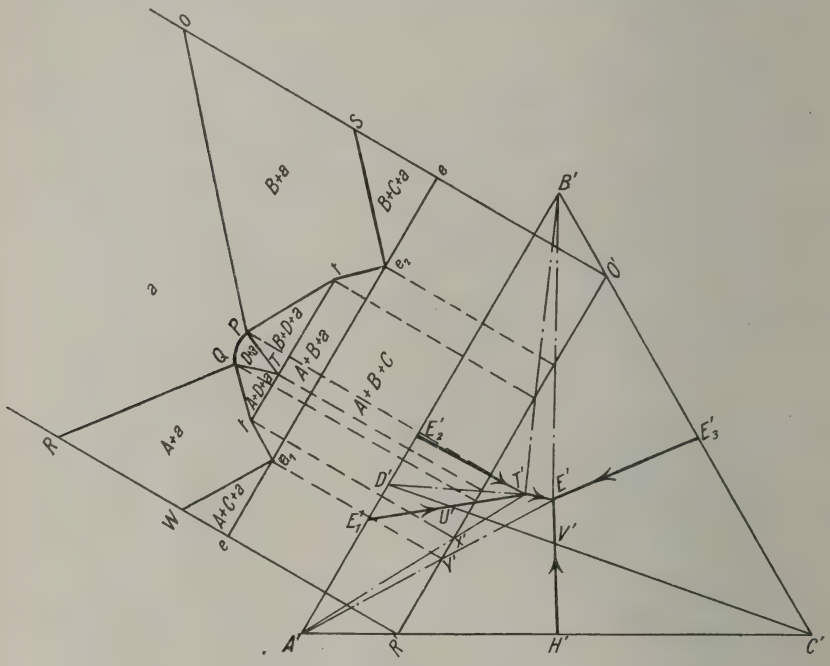


Fig. 20. Schnitt II des Typus II.

bestehen. Während dort die eutektische Kristallisation beim Schnittpunkt mit D′ C′ aufhört, muß hier angenommen werden, daß immer noch bis zur Konzentration von R′ die in der Schmelze enthaltenen Mengen von B und C z. T. in E eutektisch auskristallisieren.

Es folgt also, daß Typus II nicht die Ausscheidungsreihenfolgen des Systems Ba Cl_2—K Cl—Na Cl angibt.

In den Schnitten des Systems treten vielfach bei Konzentrationen des Dreiecks A′ D′ C′ doch noch Haltezeiten bei

der Temperatur des eutektischen Punktes auf. Auch in den Schliffen wurden noch eutektische Gemenge bemerkt, doch beruht dies auf der unvollständigen Einstellung des Gleichgewichts in dem ganzen System. Es zeigt sich überall, daß die Umwandlung der Komponente A in das Doppelsalz erst begonnen hat. Daß der Typus II im System nicht vorliegt, beweist besonders das Fehlen eutektischer Kristallisation in den an der Komponente A reichen Gebieten (vgl. II, VIII, IX).

Es kann demnach als sicher gelten, daß das System Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid dem Typus I entspricht. Es liegen jedoch der Punkt T der Resorption des Kaliumchlorids und der ternäre eutektische Punkt E so dicht beieinander, daß sie mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht voneinander unterschieden werden können.

Verzögerungserscheinungen.

Recht wesentlich für das Ergebnis war die Beachtung der Verzögerungserscheinungen auf den Kristallisationsbahnen. Ich habe in Fig. 21 zwei Kristallisationsbahnen nach dem Ergebnis der thermischen Analyse und nach ihrem theoretischen Verlauf in der Projektion auf das Konzentrationsdreieck gezeichnet. Für Schmelze 56 verläuft die Projektion der Kristallisationsbahn nicht geradlinig in der Richtung B′S von S nach T, sondern sie wird abgelenkt und erreicht erst bei einer tieferen Temperatur T′ die Feldergrenze $E_2'E'$. Aus den eingezeichneten Isothermen ist zu ersehen, daß es sich in diesem Fall um eine Verzögerung von ca. 12° handelt. Ganz analog verhält es sich bei dem Systempunkt S_1, welcher der Konzentration 37 entspricht. Hier beträgt die Verzögerung etwa 15°. Ebenso habe ich z. B. bei der Besprechung des Schnittes I Verzögerungen bis zu 20° feststellen können (p. 531).

Um die Wirkung dieser Erscheinungen auf den Verlauf der Kristallisationsbahnen anschaulich zu machen, habe ich in Fig. 22 in einem Teil des Diagramms des Schnittes III die theoretisch

richtigen Kurven Re_5 und Ve_5 gestrichelt eingetragen. Es geht daraus hervor, daß bei geradlinigem Verlauf der Kristallisationsbahnen die Wölbung der sekundären Kurven nach unten fortfällt.

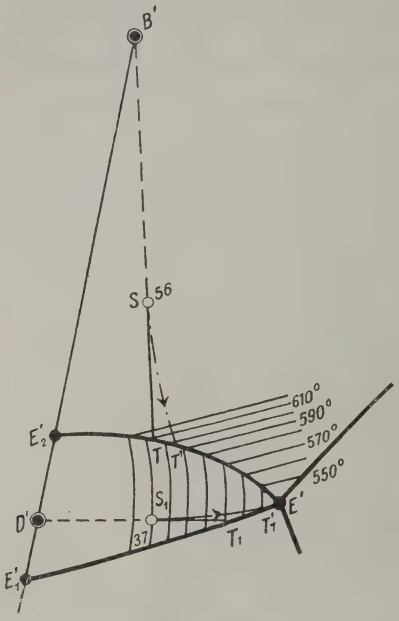


Fig. 21. Verzögerungserscheinungen in den Schmelzen 37 und 56.

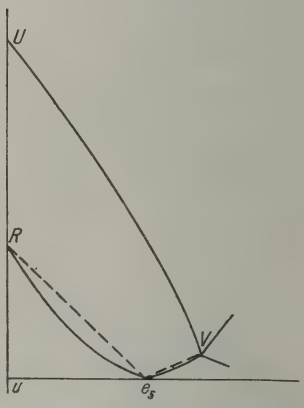


Fig. 22. Durch Verzögerung bedingter abnormer Verlauf der Kristallisationskurven im Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Schnittes III.

Die Veranlassung zu den Verzögerungen ist vermutlich die Zähflüssigkeit des Bariumchlorids, bezw. des Doppelsalzes.

Zusammenfassung.

Es wurde das ternäre System Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid untersucht. Die aus je zwei Komponenten gebildeten binären Systeme gehören folgenden Typen an:

1. Bariumchlorid und Kaliumchlorid bilden eine kongruent schmelzende Verbindung $BaCl_2 . 2KCl$, die aus dem Schmelzfluß in rhombischen Nadeln kristallisiert;

2. Bariumchlorid und Natriumchlorid kristallisieren eutektisch aus dem Schmelzfluß;

3. die Angabe, daß Kaliumchlorid und Natriumchlorid eine ununterbrochene Mischungsreihe bilden, wird bestätigt.

Das Bariumchlorid ist dimorph mit enantiotroper Umwandlung: monoklin $\overset{930°}{\rightleftharpoons}$ einfachbrechend.

Zur Untersuchung des ternären Systems wurde zunächst das Diagramm des Schnittes I, der die Systempunkte von Na Cl und $BaCl_2 . 2KCl$ verbindet, aufgenommen. Es ergab sich, daß das Doppelsalz in einem Teil des Systems unter Zersetzung schmilzt. Dann erfolgte die Aufnahme der Abkühlungskurven von Schmelzen, deren Konzentrationen acht weiteren Schnitten angehören, und die mikroskopische Untersuchung der kristallisierten Schmelzen. Aus dem Ergebnis ist ein ternäres Raumdiagramm bestimmt, das die Eigentümlichkeit besitzt, daß in einem ternären eutektischen Punkte vier Existenzgebiete kristallisierter Phasen zusammentreffen. Dieses Ergebnis steht im Widerspruch mit der Phasenregel von W. Gibbs: $B + 1 = P + F$ für konstanten äußeren Druck. Hierin ist die Zahl der Bestandteile $B = 3$, so daß die Anzahl der Phasen, falls der Freiheitsgrad $F = 0$ ist, den höchsten Wert $P = 4$ erreicht. Es dürften im vorliegenden Falle daher im Punkte E nicht vier, sondern nur drei kristallisierte Phasen mit der Schmelze im Gleichgewicht sein.

Um diesen Widerspruch zu klären, wird das System $BaCl_2$—KCl—NaCl als Grenzfall zweier Typen von Dreistoffsystemen aufgefaßt:

I. Die Komponente B ($BaCl_2$), die Verbindung D ($BaCl_2 . 2KCl$) und die Komponente C (Na Cl-reiche Grenzmischkristalle) koexistieren im eutektischen Punkte E. Die Komponente A (K Cl-reiche Grenzmischkristalle) ist schon vorher in einem Punkte T resorbiert worden.

II. Die Komponenten A und C (beide Grenzmischkristalle) koexistieren mit B ($BaCl_2$) im ternären Eutektikum. Die Verbindung besitzt eine Minimaltemperatur T, unterhalb welcher sie nicht existenzfähig ist.

Rückt in beiden Typen T sehr nahe an E heran, so haben wir den Fall, der bei dem Dreistoffsystem $BaCl_2$—KCl—NaCl vorliegt.

Nach dem Typus I dürften im Teilsystem $BaCl_2 . 2KCl$—KCl—NaCl keine eutektischen Haltezeiten auftreten. Nach dem Typus II dürfte das Doppelsalz in sämtlichen Schmelzen des Dreistoffsystems nicht mehr festzustellen sein, oder es müßte immerhin Resorptionserscheinungen aufweisen.

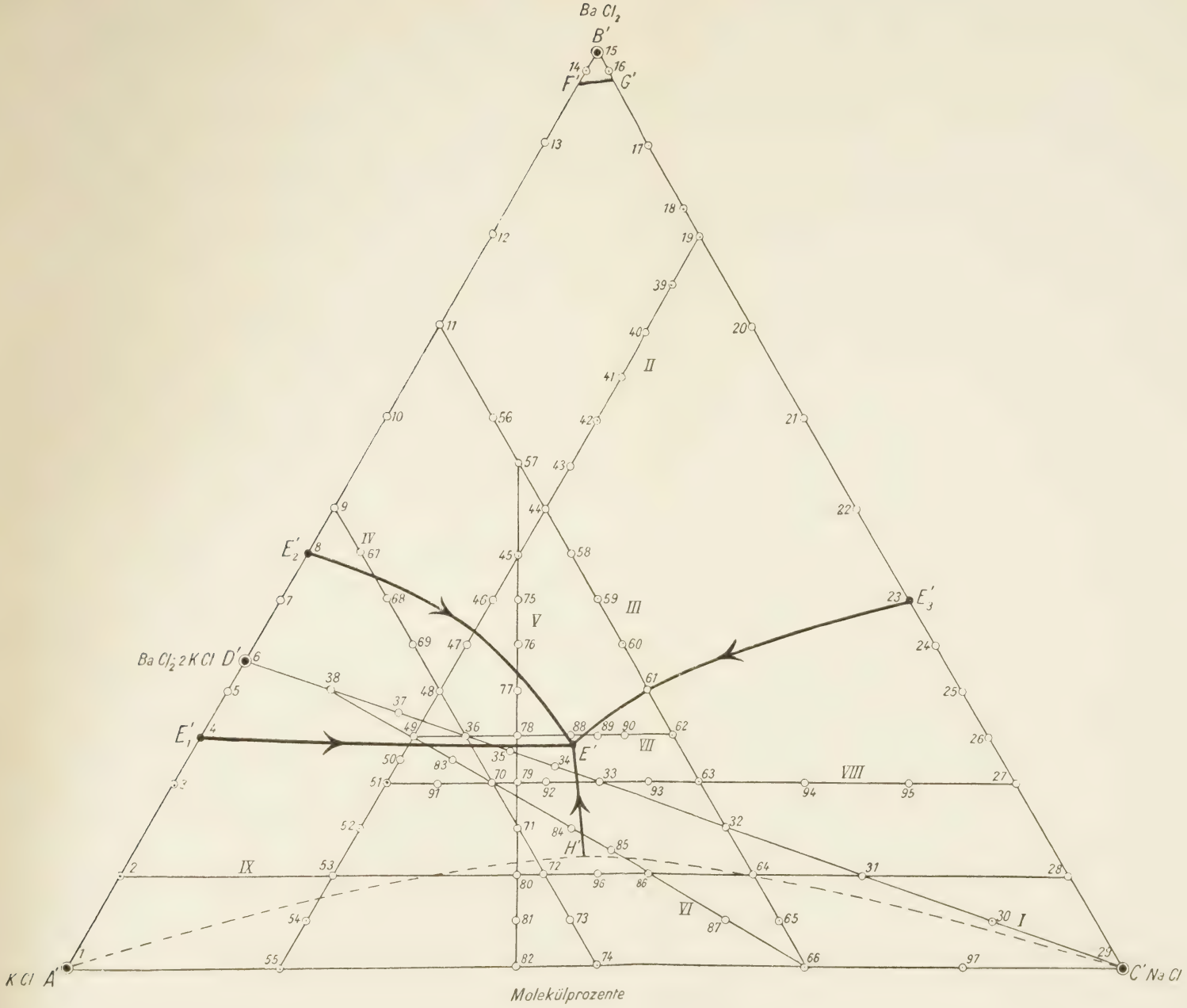
Nun ist aber das Doppelsalz in den Schliffen in gut ausgebildeten Kristallen wahrzunehmen, die von neugebildeten Doppelsalzkriställchen eingefaßt sind, und in Konzentrationen des Dreiecks A'D'C' fehlen, wenigstens teilweise, die eutektischen Haltezeiten. Es ist also das ternäre System Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid ein Grenzfall des Typus I.

Vorliegende Arbeit wurde von mir im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin auf Anregung des Herrn Geheimen Bergrats Prof. Dr. Th. Liebisch ausgeführt.

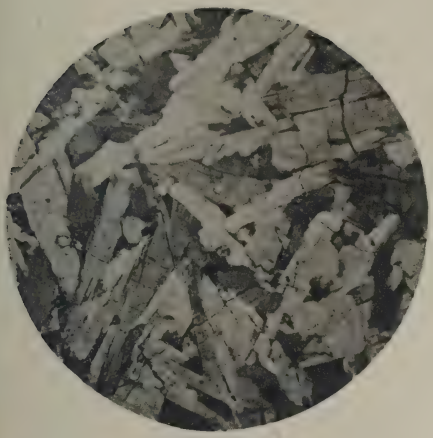
Es sei mir gestattet, an dieser Stelle meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Th. Liebisch, für die freundliche Unterstützung bei dieser Arbeit und ganz besonders für die große Förderung, die ich durch ihn bei meinen mineralogischen Studien erfuhr, herzlich zu danken.

Auch Herrn Dr. H. Brand und Herrn Dr. G. Rack bin ich zu großem Dank verpflichtet für das rege Interesse, das sie meinen Arbeiten stets entgegenbrachten.

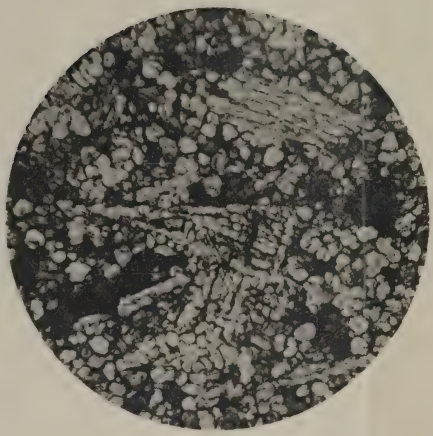
Berlin, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Oktober 1912.



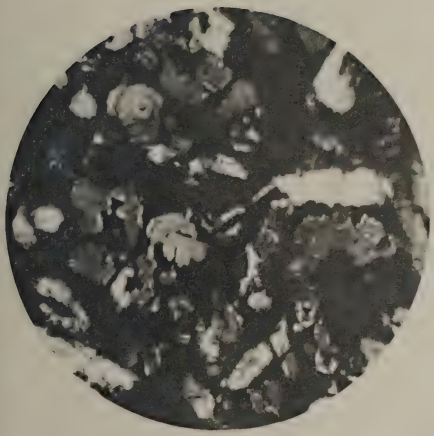
H. Gemsky: Konzentrationsdreieck des ternären Systems Bariumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid.



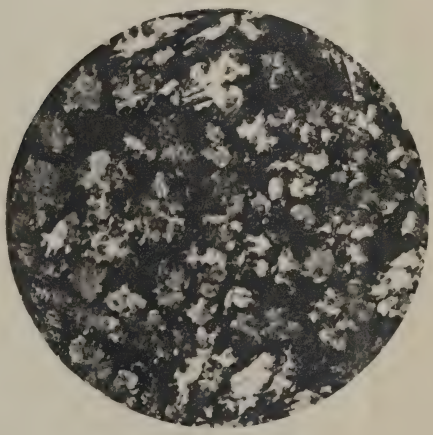
1.



2.



3.



4.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Tafel-Erklärung.

Tafel XIX.

Fig. 1. Schliff 5 (30 Mol.-% $BaCl_2$ — 70 Mol.-% KCl). Gekreuzte Nicols. Vergr. 25. Kristalle des Doppelsalzes $BaCl_2 . 2KCl$ und wenig Eutektikum E_4 (p. 522).

„ 2. Schliff 18 (83 Mol.-% $BaCl_2$ — 17 Mol.-% NaCl). Gekreuzte Nicols. Verg. 25. — Der Schliff enthält fast nur Kristalle des β-$BaCl_2$. Das Bild läßt verschiedene Wachstumsformen der Kristalle erkennen. Die Räume zwischen den Kristallen füllt das Eutektikum (E_3) aus, das aus $BaCl_2$ und NaCl besteht (p. 526).

„ 3. Schliff 36 (25 Mol.-% $BaCl_2$ — 25 Mol.-% NaCl — 50 Mol.-% KCl). Gekreuzte Nicols. Vergr. 75. Doppelsalzkristalle und wenige Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ im Eutektikum. Durch die starke Vergrößerung treten die doppelbrechenden Randkriställchen deutlich hervor (p. 531).

„ 4. Schliff 70 (20 Mol.-% $BaCl_2$ — 30 Mol.-% NaCl — 50 Mol.-% KCl). Gekreuzte Nicols. Vergr. 25. — Grenzmischkristalle $\mathfrak{A}$ überlagern Kristalle des Doppelsalzes und Eutektikum (p. 539).

Zur Geologie der Inseln Obimajora und Halmahera in den Molukken.

Von

J. Wanner in Bonn.

Mit Beiträgen von H. Bücking, G. Boehm und F. Sarasin.

Mit Taf. XX und 2 Textfiguren.

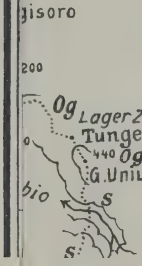
Obimajora gehört zu den am wenigsten erforschten Inseln der Molukken[1]. R. D. M. Verbeek und G. Boehm, die einzigen Geologen, die diese Insel besucht haben, konnten sich hier nur wenige Stunden aufhalten. Verbeek sammelte im Jahre 1899 an der Nordküste an der Mündung des Flusses Laiwui pyrithaltige Diabase[2], G. Boehm an der Südküste, an der Mündung der Wae Lower, Gerölle von Gabbro, Diabas, Kieselschiefer und fossilleerem schwarzen Tonschiefer, der in seinem Habitus an gewisse jurassische Gesteine von Taliabo und Mangoli erinnerte. Martin

[1] Für diese Insel sind verschiedene Namen in Gebrauch, von denen aber nur zwei auf Korrektheit Anspruch machen können, nämlich O b i m a j o r a und O m b i r á. Der erstere ist tidoresisch, der letztere batjanesisch. Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn J. H. Riem, Kontrolleur von Tidore und Westhalmahera, heißt das tidoresische Wort „jora" „Kiel" (eines Kahnes oder Schiffes), „ma" ist Genitivsuffixum. Die Bedeutung des Wortes Obi ist verloren gegangen. Obi majora heißt demnach „Kiel von Obi". In der batjanischen Sprache sagt man O m b i statt Obi; ra heißt groß, Ombirá demnach Großobi im Gegensatz zu den umliegenden kleineren Inseln Obi latu und Obi bisa. Die auf den Karten gleichfalls üblichen Bezeichnungen Obi major oder gar Ombi major sind deshalb unkorrekt.

[2] R. D. M. Verbeek, Rapport sur les Moluques. Edit. franç. du Jaarb. v. h. Mynwezen in Ned. Oost-Indie. **37**. 116—120, 231. Batavia 1908.

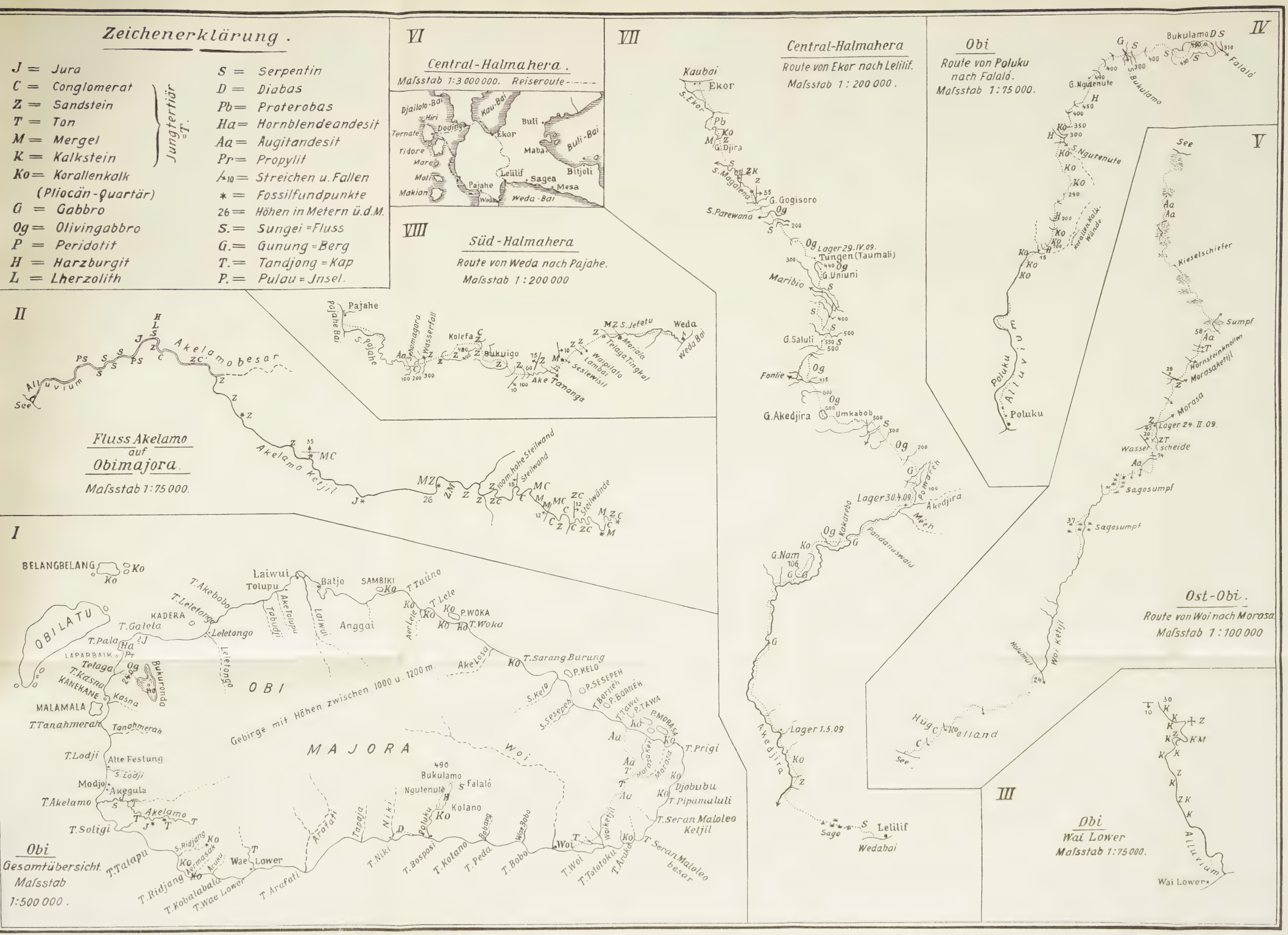
Central-Halmahera

Route von Ekor nach Lelilif.
Maßstab 1 : 200 000.



Obi

Route von Poluk
nach Falalo.
Maßstab 1 : 75 0



J. Wanner: Zur Geologie der Inseln Obimajora und Halmahera in den Molukken.

und Bücking haben einige weitere, von einem niederländischen Beamten im Laiwuiflusse gesammelte Gesteine beschrieben, Martin[1] einen *Lithothamnium*-Foraminiferenkalkstein mit Lepidocyclinen, und Bücking[2] Diabasporphyrit, Porphyrit von augitandesitähnlicher Beschaffenheit und ein trachytähnliches Gestein. Die Erwartung, die man an die Boehm'sche Mitteilung knüpfen durfte, nämlich daß auf Obi jurassische Sedimente vorhanden sein dürften, hat sich bald erfüllt. Im Jahre 1907 brachte H. Hirschi eine kleine Kollektion von Fossilien nach Europa, die ihm in Ternate ein früherer Beamter der Obi-Gesellschaft, Herr ter Beck geschenkt hatte und die von einem Vorgänger des genannten Herrn auf Obi vor vielen Jahren gesammelt worden sein sollen. Irgend eine nähere Fundortsangabe konnte indessen nicht gemacht werden. Nach G. Boehm handelt es sich dabei um liassische Ammoniten und um einen *Trigonosemus*, der dem bekannten Ciply-Vorkommen völlig gleicht[3].

Halmahera[4] ist viel besser bekannt. Verbeek[5] hat hauptsächlich auf Grund seiner eigenen Forschungen eine Übersicht über die Geologie dieser Insel gegeben, auf die wir verweisen. Auf Halmahera ist es im wesentlichen nur die zentrale Partie der Insel, von der wir noch gar keine Kenntnis besitzen.

Auf meiner Molukkenreise im Jahre 1909 hatte ich mir die Aufgabe gestellt, diese Lücken einigermaßen auszufüllen und der Frage eines eventuellen Vorkommens von Jura und Kreide auf Obi meine besondere Aufmerksamkeit zu widmen. Es ist aber fast selbstverständlich, daß man in Ländern, die von einem tropischen Urwald bedeckt sind, in denen die Verkehrsverhältnisse äußerst unvollkommen sind, in denen man von dem Verhalten der eingeborenen Bevölkerung und vielen anderen Zufälligkeiten

---

[1] K. Martin, Jungtertiäre Kalksteine von Batjan und Obi. Sammlungen d. geol. Reichsmus. in Leiden. 1903. 1. Serie 7. 229—230.

[2] H. Bücking, Zur Geologie des nordöstlichen indischen Archipels. Sammlungen d. geol. Reichsmus. in Leiden. 1903. 1. Serie. 7. 249—251.

[3] G. Boehm, Geologische Mitteilungen aus dem indo-australischen Archipel. VI. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXV. 1907. p. 343; Zur Geologie des indo-australischen Archipels. Nachträge. I. Centralbl. f. Min. etc. 1908. p. 503.

[4] Hale (ternatanisch) = Land; ma ist Genitivsuffixum; hera (ternatanisch) = Kiel eines Kahnes oder Schiffes. Im Tidoresischen heißt die Insel Halemajora.

[5] Rapport sur les Moluques. p. 156—177 u. p. 261—271.

abhängig ist, die Aufgaben, die man sich gestellt hat, gewöhnlich nur z. T. lösen kann. Es ist mir gelungen, auf Obi anstehenden fossilführenden mittleren Jura (s. unten) zu entdecken und eine Reihe von Beobachtungen und Funden zu machen, die das unvollständige geologische Bild der Inseln Obi und Halmahera wesentlich ergänzen dürften, aber es ist mir weder geglückt, liassische Ammoniten noch einen *Trigonosemus* oder ein anderes Kreidefossil zu entdecken. Auch eine zweite Expedition, die auf meine Veranlassung ein halbes Jahr später, nachdem ich in Erfahrung gebracht hatte, daß die genannten Fossilien im Oberlauf des Flusses Laiwui gefunden sein sollen, Herr A. W. Last ausgerüstet hat, blieb in dieser Hinsicht ohne den erwarteten Erfolg.

Bei der Ausarbeitung der Ergebnisse bin ich von mehreren Fachgenossen unterstützt worden, denen ich für ihre gütige Mitarbeit auch hier verbindlichst danke. Besonders verpflichtet bin ich Herrn Prof. H. Bücking (Straßburg) für die Untersuchung der Eruptivgesteine und die unten im Text mitgeteilten Diagnosen; Herr Prof. G. Boehm (Freiburg) hatte die Freundlichkeit, meine Jurafossilien von Obi mit seinem reichen, z. T. noch nicht publizierten Material aus den Molukken eingehend zu vergleichen und Herrn Dr. F. Sarasin (Basel) verdanke ich eine Notiz über die von mir gesammelte rezente Molluskenfauna des Inlandsees im westlichen Obi.

I. Obimajora (Skizze I).

Die Insel Obimajora (oft auch kurzweg nur Obi genannt) ist ca. 90 km lang und im Maximum gegen 45 km breit. Sie wird von einem reich gegliederten Gebirge durchzogen, das fast überall bis an die Küste herantritt und im zentralen Teile der Insel nach Verbeek[1] Höhen zwischen 1000 und 1200 m, nach der Sibogaexpedition[2] Höhen bis zu 1490 m erreicht. Die östliche Partie der Insel (östlich vom Woiflusse) hat den Charakter eines flachgewellten Hügellandes.

Das Innere der Insel ist gänzlich unbewohnt. Nur an der Küste finden sich einige wenige Dörfer, deren Bewohner aus Batjan,

[1] Rapport sur les Moluques. p. 116.

[2] G. F. Tydemann, Hydrographic results of the Sibogaexpedition. Leiden 1903.

Halmahera und Tidore eingewandert sind. Man weiß nicht, ob die Insel früher jemals eine eigene Bevölkerung gehabt hat.

Es gibt auf Obi keinen einzigen Pfad, der durch das Innere der Insel führen würde, und infolgedessen ist jeder Versuch, die Insel zu durchqueren, oder auch nur einen größeren Vorstoß in die dicht bewaldeten Gebirge zu unternehmen, mit beträchtlichen Schwierigkeiten oder zum mindesten mit großen Opfern an Zeit und Geld verknüpft.

Nachdem ich am 5. Februar 1909 in Laiwui, dem größten Dorfe auf Obi, gelandet war, versuchte ich in den ersten Tagen von den Eingeborenen Auskunft über den Fundort der oben erwähnten mesozoischen Fossilien zu erhalten, aber alle Bemühungen blieben leider erfolglos. Mein Reiseplan wurde mir infolgedessen und infolge der Unzugänglichkeit des Landes von selbst vorgezeichnet, nämlich die Insel zu umfahren, alle Flußmündungen auf die Gerölle zu untersuchen und an denjenigen Punkten, die ein besonderes geologisches Interesse zu besitzen schienen, in das Innere vorzudringen. Auch dieser Plan wäre gescheitert, wenn nicht der einzige auf Obi wohnende Europäer, Herr A. W. Last in Laiwui die große Freundlichkeit gehabt hätte, mir für diese Reise sein einziges Segelboot zur Verfügung zu stellen.

Da die einzelnen Beobachtungen nicht ausreichend sind, um sie zu einem Gesamtbilde der Geologie von Obi zu vereinigen, so empfiehlt es sich, sie in der regionalen Reihenfolge anzuführen, in der sie gemacht wurden.

A. Die Westküste.

Ich verließ Laiwui am Morgen des 8. Februar, konnte aber infolge des stürmischen Wetters und des hohen Seeganges erst am folgenden Tage am Kap Galela landen. Das Gebirge steigt hier wie an der ganzen Nordwestecke von Obi überall ohne breiteren Küstensaum steil aus dem Meere auf. Am Kap Galela besteht es aus bröckeligen, z. T. etwas kalkhaltigen Tonschiefern, die den jurassischen Gesteinen des Flusses Akelamo (siehe unten) ähnlich sind, am Kap Pala aus „quarzführendem Hornblendeandesit (Dacit). Helles porphyrisches Gestein, mit Einsprenglingen von grüner Hornblende und Plagioklas. Die körnige Grundmasse besteht aus Plagioklas und Quarz. Akzessorisch sind Titanit und Magnetit“ (Bücking). Unter den Strandgeröllen kommt hier

auch vor: a) „Ein grünes, dichtes, etwas schieferiges Gestein mit eingesprengtem Eisenkies. Es besteht aus wirrgelagerten Plagioklasleistchen und grüner schilfiger Hornblende und erinnert in seiner Struktur an Propylit. Die uralitische Hornblende bildet an einzelnen Stellen Haufwerke wirr- oder radialgestellter Stengel." b) „Ein schwarzes, dichtes kieselschieferartiges Gestein. Beim Anhauchen Tongeruch. U. d. M. löst sich die Gesteinsmasse auf in ein Gemenge von Quarzkörnchen, Chloritschuppen, wenig Magnetit und Zirkonkriställchen" (Bücking).

Das kleine Inselchen Lapar baik besteht aus einer „Eruptivbreccie. Ein grünlichgraues, feinkörniges, klastisches Gestein, von weißen Calcitadern durchzogen. Es setzt sich in der Hauptsache aus Orthoklas, Quarz und Brocken eines glasreichen, andesitischen Gesteins zusammen. Als Zersetzungsprodukte sind Chlorit und Calcit überall verbreitet" (Bücking).

Noch am gleichen Tage besuchte ich den Süßwassersee, der in direkter Linie nur ca. $2\frac{1}{2}$ km von der Küste entfernt und von der Mündung des kleinen Flüßchens Telaga in einer Stunde bequem zu erreichen, meines Wissens bis jetzt aber noch nie von einem Europäer besucht worden ist. Man fährt das Flüßchen Telaga, das in südwestlicher Richtung durch einen Mangrovesumpf zum Meere fließt, ca. 1 km weit aufwärts, und gelangt an einen kaum kenntlichen Pfad, der erst in östlicher, dann in südöstlicher Richtung über einen 240 m hohen Rücken, der aus „mittelkörnigem, hypersthenführendem Olivingabbro" (Bücking) besteht, zum See führt, dessen Spiegel $\pm$ 140 m ü. d. M. liegt. Der See hat keinen besonderen Namen. Stormer[1] hat zuerst von seiner Existenz erfahren, hat ihn aber nicht besucht; gleichwohl machte er ziemlich zutreffende Angaben über seine Größenverhältnisse. Der See ist nach Stormer ca. 5 km lang und ca. 3 km breit, was mit meiner eigenen Schätzung übereinstimmt. Mangels eines Fahrzeuges bin leider auch ich nicht in der Lage gewesen, den See genauer aufzunehmen; ich habe nur mit einem hastig konstruierten Floß das kleine Inselchen in der Mitte des Sees besucht. Es besteht aus „diallagreichem Olivingabbro" (Bücking). Am westlichen Ufer erhebt sich ein schätzungsweise gegen 800 m hoher Berg-

[1] J. Stormer, Schets der Obi-eilanden, met schetskaart. Tydschr. v. Ind. Taal-, Land- en Volkenkunde. **32**. 1889. p. 620 etc.

rücken, der Bukuronda. Über die Entstehung des Sees läßt sich bei so dürftigen Anhaltspunkten keine bestimmte Ansicht aussprechen; wahrscheinlich liegt er in einer Grabenversenkung.

Über die im See gesammelten Mollusken verdanke ich Herrn Dr. F. Sarasin die folgende Mitteilung:

„Die mir übersandte Fauna besteht aus folgenden Arten:

a) *Melania tuberculata* Müll. in wenigstens zwei Varietäten: var. *plicifera* Mouss. und var. *turriculus* Lea. Weitverbreitete Art von Afrika bis Australien.

Melania scabra Müll. Ebenfalls weit verbreitet.

b) *Isidora obiana* Rolle[1], von Rolle zu *Ameria* gestellt, eine Limnacide. Die Isidoren sind hauptsächlich australisch. Die Art steht celebensischen Formen sehr nahe. Es ist möglich, daß sie identisch ist mit der von Lesson mangelhaft beschriebenen und nicht wieder gefundenen *Physa moluccensis* Less.

c) *Miratesta schmalziana* Rolle, eine geographisch sehr wichtige Form. Die Gattung wurde von uns aufgestellt für eine Schnecke aus dem Possosee. Die Art aus dem See von Obi ist primitiver als die Celebesform, insofern als sie noch deutlich Limnacidencharakter zeigt, während die celebensische durch starke Verkalkung ihrer Schale ein so fremdartiges Aussehen erlangt hat, daß nur die Anatomie ihre Zugehörigkeit zu den Limnaciden erweisen konnte.

d) Landschnecken: *Cyclotus* sp. und *Leptopoma* sp.

e) Offenbar eine *Neritina*, aber zu verwittert zur Artbestimmung.

f) Anscheinend Süßwasser Nassiden, vielleicht aus den Gattungen *Clea* und *Canidia*. Hier wäre weitere Arbeit nötig, was bei der schlechten Erhaltung Zeit erfordert.

Die Fauna des Obisees ergibt sich somit als eine reine S ü ß w a s s e r f a u n a und durch den Besitz von *Miratesta* nicht von modernem Charakter, obschon es möglich wäre, daß alle diese Formen auch in den Flüssen von Obi zu Hause sein könnten und von dort aus einen neugebildeten See invadiert haben könnten. Die faunistische Verwandtschaft mit Celebes ist eine s e h r enge."

Zwischen Telaga und Kap Tanah merah tritt das Gebirge bis an die See heran; gegenüber der Insel Mala sind dessen Ab-

[1] Rolle, in Nachrichtsblatt der deutschen Malakozoolog. Gesellschaft. 1903.

hänge an mehreren Stellen fast kahl und mit einer auffallend schokoladebraunen Verwitterungserde bedeckt; dann treten die Berge zurück und machen bis zu der Akelamo hin einem flachen, ca. 2 km breiten, sandigen, stellenweise sehr magneteisenreichem Küstensaum Platz. Die Strandgerölle bestehen hier hauptsächlich aus „Olivingabbro ohne Diallag (Forellenstein), dunklem mittelkörnigem Olivin-Diallaggestein mit vorherrschendem Olivin und graugrünem, feinkörnigem Diabas, der aus Plagioklas, uralitischer Hornblende von blaßgelb-blaugrüner Farbe, akzessorischem Magnetit und Eisenkies besteht und ophitische Struktur zeigt." (Bücking). Seltener sind rote Eisenkiesel.

An der Mündung des Flüßchens Lodji sind die Mauern einer Festung und Gräben aus der Zeit der Vereinigten ostindischen Kompagnie erhalten. Die Reste eines zweiten aus dieser Zeit stammenden Forts sieht man zwischen Lodji und Akegula bei ruhiger See und Ebbe ca. 1 m unter dem Meeresspiegel, woraus hervorgeht, daß sich die Küste hier in moderner Zeit gesenkt hat und wahrscheinlich noch in Senkung begriffen ist, da bei Modjo zahlreiche abgestorbene hohe Bäume aufrecht im Meere stehen.

B. Das Flußgebiet der Akelamo (Skizze II).

Der Akelamofluß durchbricht in seinem Unterlauf ein Hügelland, das aus stark serpentinisierten Peridotitgesteinen besteht. Die hier gesammelten Proben erwiesen sich als:

a) „Dichter, dunkler, vollständig in Serpentin umgewandelter Peridotit, mit Quetschflächen. b) Harzburgit-Serpentin; dunkles Gestein mit eingesprengten Bronzitblättchen. U. d. M. erkennt man Olivin und Bronzit, spärlich auch Chromeisenerz. Die beiden Hauptgemengteile sind fast vollständig in Serpentin umgewandelt. c) Lherzolith-Serpentin; ähnlich dem vorigen, führt aber neben Bronzit auch Reste von Diallag" (Bücking). Dazwischen erscheinen in einem einzigen Aufschluß schwarze bröckelige Tonschiefer mit kalkigen Konkretionen, die mit den unten beschriebenen mitteljurassischen Gesteinen vollkommen übereinstimmen.

Diese Zone alter Gesteine ist nicht mehr wie 3 km breit. Dann treten jungtertiäre Konglomerate, Sandsteine und Mergel in vielfacher Wechsellagerung auf. 4 km von der Mündung teilt sich der Fluß in zwei Arme, die auch mit kleinen Kähnen nicht

mehr befahrbar sind, einen großen rechten und einen kleineren linken Arm (A. Besar und A. Ketjil). Die jungtertiären Ablagerungen erstrecken sich weit landeinwärts, in der Akelamo Ketjil bis zu den Quellen dieser Arme. Sie sind schwach gefaltet. Das Streichen ist vorwiegend Nordsüd. Viele Bänke sind fossilreich. In der Akelamo Ketjil habe ich in einer Entfernung von 5—6 km von der Mündung dieses Armes in graugrünlichen, sandigen Mergeln eine ausgezeichnet erhaltene Fauna gesammelt, die nach einer vorläufigen Bestimmung aus folgenden Gattungen und Arten besteht:

Rotalia papillosa Brady
Operculina complanata var. *granulosa* Leymerie
Avicula (1) [1]
Pecten (2)
Ostrea disciformis Martin
Ostrea (1)
Arca biformis Martin
Arca (1)
Astarte (1)
Pythina (1)
Cardium (2)
Venus chlorotica Phil.
— *(Cryptogamma) squamosa* Lam.
Dosinia (1)
Tapes (1)
Tellina (2)
Corbula gallica Lam.
— *scaphoides* Hinds
Dentalium (1)
Turbo (1)
Solarium (1)
Natica (2)
Sigaretus (1)
Turritella (1)
Eulima (1)
Cerithium (2)
Strombus (1)
Terebellum (1)
Rimella cancellata Lam.
Dolium (1)
Triton (1)
Ranella nobilis Reeve
Ranella (1)
Nassa (Ilinia) Verbeeki Martin
Nassa (2)
Murex Verbeeki Martin
Fusus (1)
Metula (1)
Latirus (1)
Mitra flammea Quoy
Turricula minahassae Schepman
Oliva Ickei Martin
Cancellaria (Trigonostoma) (1)
Cancellaria (1)
Terebra (1)
Pleurotoma gedingangensis Mart.
Pleurotoma (1)
Conus (4).

Für eine Altersbestimmung können vorläufig nur diejenigen Formen herangezogen werden, die artlich bestimmt sind, und da ergibt sich, daß diese Formen fast ohne Ausnahme entweder lebend bekannt sind oder in den jüngsten (pliocänen) Tertiärablagerungen des Indischen Archipels vorkommen. Mit Ausnahme einer *Corbula*, die ich von *C. gallica* Lam. aus dem europäischen Eocän nicht

[1] Zahl der Arten.

unterscheiden kann, ließ sich keine einzige Form mit miocänen oder gar noch älteren Typen des indischen Tertiärs identifizieren. Wir dürfen daher annehmen, daß diese Fauna sehr wahrscheinlich dem Pliocän angehört.

Aus diesem Pliocänbecken treten in der Akelamo Ketjil an einer einzigen Stelle schwarze, bröckelige, z. T. auch phyllitisch glänzende Tonschiefer und Tutenmergel mit kugeligen oder unregelmäßig geformten, bis zu $\frac{1}{2}$ m dicken eisenschüssigen Konkretionen und fein- bis mittelkörnige Quarzsandsteine mit wenig tonigem Bindemittel hervor. In den schwarzen Toneisensteinkonkretionen fand sich ein schlecht erhaltenes *Phylloceras*. Aus diesen Schichten stammt wohl auch ein *Stephanoceras*, das der Häuptling von Obi vor vielen Jahren an der Akelamomündung gefunden und wegen seiner von den übrigen Strandgeröllen sehr auffallenden Form glücklicherweise als merkwürdigen Stein aufbewahrt hat. Ferner hat die oben erwähnte, von Herrn Last auf meine Bitte nach dem Oberlauf der Laiwui entsandte Expedition von dort einen *Macrocephalites* mitgebracht, der in einem vollkommen gleichen Gesteine wie die erwähnten Juraammoniten steckt.

Herr Prof. Boehm hatte die Freundlichkeit, mir über diese wenigen Stücke, die bis jetzt aus dem mittleren Jura von Obi bekannt sind, zu schreiben:

„1. Gekammertes Bruchstück; gehört wohl zu *Phylloceras*. Die üble Erhaltung macht nähere Bestimmung unmöglich.

2. Abdruck eines Ammoniten. Wanner hat den von ihm hergestellten Gegendruck als cf. *Macrocephalites palmarum* bestimmt. Es kann vielleicht diese Art sein, doch würde ich des sehr stark vertieften Nabels wegen eher an meinen *M. rotangi* denken. *M. batavo-indicus*, ebenfalls aus dem Oxford der Sulainseln, besitzt zwar auch sehr vertieften Nabel, hat aber bei gleicher Größe stärker gewölbte Flanken.

3. Gekammerte, innere Windungen eines Stückes, das Wanner als „*Stephanoceras*, mittlerer Dogger" etikettiert hat. Das ist auch meine Ansicht. Es handelt sich um eine Form, die ich 1900/1901 in nicht unterscheidbaren Exemplaren an den Südküsten der Sulainseln Taliabu und Mongoli gesammelt habe. Ich vermag diese Stücke bis auf weiteres nicht von *St. Humphriesi* zu unterscheiden. Die in Frage stehende Art findet sich auf Taliabu im Anstehenden zusammen mit zahlreichen Formen, die

ich — soweit bisher meine Studien reichen — mit *St. Blagdeni* für identisch halte. Ich möchte deshalb den Horizont als Coronatenschichten auffassen. Die Übereinstimmung der Funde Wanner's mit den meinigen ist um so größer, als hier wie dort die Ammoniten in schwarzen, verkieselten, rundlichen Tongeoden stecken. Diese Geoden brausen nicht mit Salzsäure, sind sehr gleichmäßig und feinkörnig und finden sich in derselben Weise von Spiti im Himalaya bis an die westliche Grenze von Deutsch-Neu-Guinea. Wenn meine Deutungen richtig sind, so hätten wir bisher die Coronatenschichten auf Taliabu, Mangoli und an der Geelvinkbai. Die große Lücke zwischen den Sulainseln und Neu-Guinea ist dadurch für die Coronatenschichten in glücklichster Weise ausgefüllt."

Außer den oben genannten, in der Akelamo anstehenden Gesteinen fanden sich an der Mündung des Flusses auch die folgenden als Gerölle:

„a) Schokoladefarbenes, dichtes Kieselgestein, erfüllt mit Radiolarien, ein echter Radiolarit.

b) Roter Eisenkiesel, von weißen Quarzadern, durchzogen mit fein eingesprengtem Eisenkies und Epidot.

c) Weißgeflecktes graugrünes Gestein; besteht wesentlich aus miteinander verzahnten Feldspat-, Quarz- und Hornblendekörnern. Die Hornblende ist grün, schwach pleochroitisch und tritt in den helleren Partien (Flecken und dünnen Lamellen) ganz zurück. Amphibolarmes Amphibolitgestein." (Bücking.)

C. Die Südküste (Skizze I, III, IV).

Von der Mündung des Akelamo ziehen sich an der südwestlichen Küste von Obi ± 50 m hohe, einförmige, langgestreckte Hügelzüge hin, bis am Kap Ridjang Klippen von jungem Korallenkalk sich steil aus dem Meere erheben. Diese Korallenkalkformation erstreckt sich anscheinend mehrere Kilometer weit landeinwärts. Ich erhielt Proben aus dem Quellgebiete zwischen den Flüßchen Ridjang und Masak mit 15—17 cm hohen dickschaligen Placunen und fast 10 cm hohen Chamen.

Das Gebiet am Unterlauf der Wae Lower (Skizze III) besteht aus denselben Pliocänschichten, wie sie in der Akelamo vorkommen, mit dem Unterschiede, daß hier häufiger Bänke von koralligenem Massenkalk, der übrigens, wie vereinzelte Gerölle zeigen, auch in der Akelamo nicht ganz fehlt, den Mergeln, Sandsteinen und

Konglomeraten zwischengelagert sind. Circa 4 km von der Mündung landeinwärts verhinderten die Blöcke des anstehenden Korallenkalkes, die das Bachbett versperren, ein weiteres Vordringen.

Unter den Flußgeröllen kommen vor:

„a) Einsprenglingsarmer, dichter Augitandesit; u. d. M. deutliche fluidale Anordnung der Plagioklasleisten; Augit in etwas größeren Kristallen, Basis reichlich.

b) Mittelkörniger, glimmerarmer Granit, mit schöner Mikropegmatitstruktur, epidotführend.

c) Rotbrauner, dichter Porphyrit mit 5—8 mm großen Einsprenglingen von weißem Plagioklas. Die Grundmasse ist hyalopilitisch struiert und führt in durch Brauneisen dunkelbraun gefärbter Basis viel Plagioklasleisten und wenig Augitkörner. Sekundärer Quarz ist häufig.

d) Hornblendediorit. Dunkelgraues, feinkörniges Gestein; besteht aus grüner schilfiger Hornblende und basischem Plagioklas. Einzelne Basalschnitte der Hornblende zeigen Augitform, demnach wäre die Hornblende als Uralit zu deuten." (Bücking.)

e) Braune und grünliche, muschelig brechende Kieselschiefer.

f) Schwarze Tonschiefer } vom Habitus der mitteljurassischen aus

g) Toneisensteinkonkretionen } der Akelamo.

Die Arafati ist nach der Woi der größte Fluß an der Südküste von Obi. Den Berichten zufolge soll er sich ca. 5 km landeinwärts in zwei Arme teilen, von deren Quellen man nur einen Gebirgsrücken zu überschreiten hat, um in das Flußgebiet der Akelamo resp. Laiwui zu gelangen. Die Gerölle an der Mündung sind, abgesehen von dunkelolivgrünen Kieselschiefern, eruptiver Art, nämlich:

„a) Gräulichweißes Gestein von schwärzlichgrünen (1—1½ cm langen) Hornblendenadeln durchzogen. U. d. M. bemerkt man z. T. automorphe Kristalle von Orthoklas und Plagioklas, zwischen denen grundmasseartig Orthoklas und Quarz in schriftgranitischer Verwachsung sitzen. Ferner sind vorhanden: grüne Hornblende in großen, stark zersetzten nadelförmigen Kristallen, Magnetit und größere Apatitnadeln. Granitporphyr.

b) Ähnlich a, nur etwas gröber. Auch hier liegt zwischen den langen Hornblendenadeln und den weißen Kristallen von Plagioklas und Orthoklas ein Grundgewebe aus schriftgranitisch verwachsenem Quarz und Orthoklas. Außerdem sind noch Magnetit, Epidot und Apatit festzustellen. Granitporphyr.

c) Grünlichweißes, dichtes, massiges Gestein. Bei mikroskopischer Untersuchung ein hypidiomorph-körniges Gemenge von viel Feldspat (vorwiegend Orthoklas und mehr zurücktretend Plagioklas), wenig Quarz und Epidot. Porphyr (Mikrogranit).

d) Graues, grobkörniges, gabbroartiges Gestein mit stellenweise deutlicher Ophitstruktur. Es besteht aus tafeligen und breitleistenförmigen basischen Plagioklasen, viel grüner und wenig brauner Hornblende. Die grüne Hornblende bildet z. T. größere faserige Partien, in deren Innerem noch Reste eines diallagartigen Augites angetroffen werden. Das Gestein ist demnach als ein ophitisch struierter Smaragdit-Gabbro zu bezeichnen.

e) Frischer, feinkörniger Olivingabbro.

f) Hellgraues Gestein aus Plagioklas, Orthoklas, grünbrauner Hornblende und Quarz in richtungsloskörniger Anordnung. Akzessorisch Magnetit und Apatit. Der Plagioklas ist weitaus häufiger als der Orthoklas und wiegt auch über das Amphibolmineral vor. Quarzhornblendediorit.

g) Schwarzes Serpentingestein mit spärlichem, frischem Olivin und wenig Resten von Diallag. Wehrlit-Serpentin.

h) Graugelber, dunkelgeaderter Serpentin. Die dunklen Adern bestehen aus Magnetit.

i) Deutlich porphyrisch. In feinkörniger, grauer Grundmasse (die ophitisch struiert, vergleichbar mit dem oben beschriebenen Diabasgerölle vom Strande zwischen Tanah merah und Ake Gula, nur gröber, aus Plagioklas und grüner, schilfiger Hornblende besteht) liegen einzelne größere, weiße Feldspäte (Plagioklase). Diabas.“ (Bücking.)

An der ca. 15 m breiten Mündung des Flüßchens Tapaja habe ich folgende Gerölle gesammelt:

a) Olivgrüne Kieselschiefer.

b) Schwarze bröckelige Tonschiefer.

„c) Helles, feinkörniges, dioritisches Gestein aus Plagioklas, Orthoklas, Hornblende und Titanit. Inzwischen sitzt ein farbloses, stark lichtbrechendes, diopsidähnliches Mineral. Hornblendediorit.

d) Mittel- bis feinkörniger Quarzhornblendediorit (ähnlich f von der Arafatimündung).

e) Feinkörniger, ziemlich zersetzter Quarzhornblendediorit, enthält ziemlich viel schwachgrünlichen, diopsidartigen Augit.

f) Grünlichschwarze Serpentine; einer enthält noch Reste von Bronzit, ist demnach ein Harzburgit-Serpentin.

g) Graugrünes Gestein mit Einsprenglingen von Plagioklas und grüner schilfiger Hornblende. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas und uralitischer Hornblende, zeigt schöne Ophitstruktur, ähnlich wie i von der Arafatimündung, ist aber etwas feinkörniger. Auf den Ablösungsflächen dünne Überzüge von Calcit. Diabas.“ (Bücking.)

An der ca. 20 m breiten Mündung der Niki kommen folgende Gerölle vor:

„a) Graugrünes, stark zersetztes Gestein. Setzt sich zusammen aus Plagioklas, hellem Augit, brauner Hornblende, Titaneisen und Zersetzungsprodukten (viel Serpentin und Chlorit, wenig Zoisit). Diabas.

b) Braungrünes, anscheinend stark zersetztes Gestein mit zahlreichen Einsprenglingen von Plagioklas. Die Grundmasse ist körnig und baut sich auf aus Plagioklas, Augit, Magnetit und braungrünen, chloritischen Substanzen. Diabasporphyrit bezw. Labradorporphyr.

c) Von zahlreichen Kalkspatadern durchzogener, bräunlichgrüner Mandelstein. Die Grundmasse besteht aus einer dunklen eisenreichen Basis, in der zahlreiche kleine Plagioklasleisten und einzelne größere, in ihrer Form an Olivin erinnernde Kalkspatpseudomorphosen liegen. Melaphyr- resp. Basalt-Mandelstein.

d) Dunkelschwarzgrüner Serpentin mit zahlreichen, gelb metallisch glänzenden Blättchen von Bronzit. U. d. M. Serpentin mit Resten von Olivin, Bronzit, vereinzelt Körnern von Diallag und braunem Picotit. Lherzolith-Serpentin.

e) Dichtes grünes Gestein aus blaugrüner, von zahlreichen Epidotkörnern durchsetzter Hornblende und Quarz. Letzterer bildet auch mehrere Millimeter dicke Adern im Gestein. Amphibolit.

f) Schwarzes, dichtes, klastisch aussehendes Gestein; besteht aus eckigen Körnern von Quarz, Plagioklas und Magnetit in grüner chloritischer Zwischenmasse; Adern von Quarz und Calcit durchziehen dasselbe." (Bücking.)

g) Schokoladefarbiger Kalktonschiefer, durchzogen von grauen, mit Globigerinen ganz erfüllten Bändern.

h) Grauer Globigerinenkalkmergel. Die ganze Gesteinsmasse besteht fast ausschließlich aus Globigerinen derselben Art wie in g. Ebenso wie g wahrscheinlich mesozoisch.

i) Grauer Kalkstein, erfüllt mit Korallenresten, Foraminiferen (*Globigerina*, *Amphistegina*, *Miliolina*, *Miogypsina*) und Lithothamnien. Pliocän—Quartär.

k) Brecciöser Korallenkalkstein. Pliocän—Quartär.

Von Niki marschierte ich, einige Kilometer einem schlechten Pfade, dann dem Strande folgend, nach Poluku (vulgo Fluk). Die niedrigen Hügel, die man auf dieser Route östlich von Niki passiert, bestehen aus „grobkörnigem Diabas, dessen Augit z. T. uralitisiert ist" (Bücking). Am Strande sind Gerölle eines hellen, fast reinen *Lithothamnium*-Kalkes, der vereinzelt Milioliden enthält, nicht selten.

Von der 35—40 m breiten Mündung der Poluku führt ein nur gelegentlich von Dammarharzsammlern benützter, sehr beschwerlicher Pfad durch das Flußtal der Poluku und über die gegen 500 m hohen Berge Ngutenute und Bukulamo zum Oberlauf des Flüßchens Falaló. (Siehe Skizze IV und das nebenstehende Profil.) Im Tal der Poluku erstrecken sich die alluvialen Flußablagerungen mehrere Kilometer weit in das Innere, dann trifft man

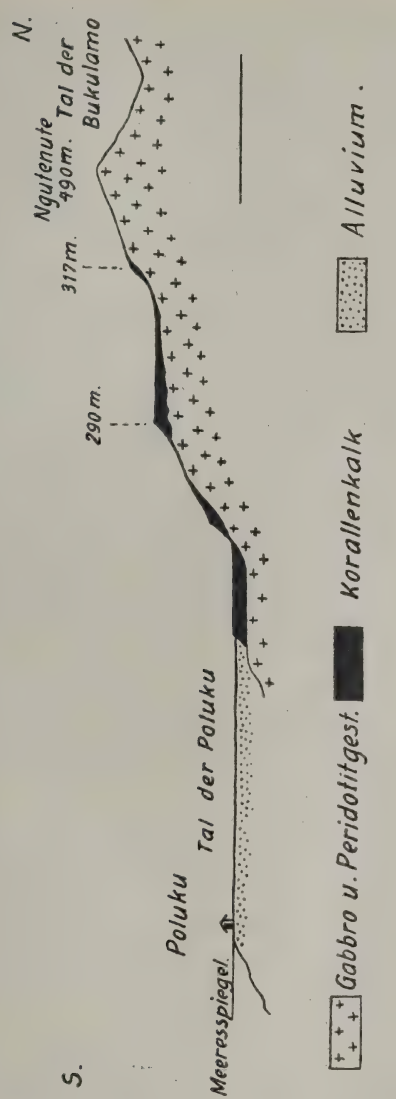


Fig. 1. Querprofil durch das Flußgebiet der Poluku (Süd-Obi).
Maßstab für die Längen 1 : 75 000, für die Höhen 1 : 25 000.

jungen Korallenkalk an. Nach zwei Marschstunden von der Küste verläßt man an der Mündung eines kleinen rechten Seitenbaches die Poluku und steigt an den Hängen des Ngutenute steil empor. Am Fuße dieses Rückens treten auf eine kurze Strecke peridotitische Gesteine hervor, die aber bald von Korallenkalk bedeckt

werden, der ohne Unterbrechung bis zu einer Höhe von ca. 200 m anhält. Hier erscheint als Unterlage des Korallenkalkes ein ausschließlich aus nußgroßen Komponenten von Korallenkalk bestehendes Konglomerat, das den peridotitischen Gesteinen, die jetzt wieder hervortreten, aufliegt. In ca. 245 m Höhe tritt eine zweite Korallenkalkstufe auf, die in ± 290 m Höhe ü. d. M. eine im Gelände scharf hervortretende ca. 1 km breite Terrasse bildet. Jenseits des Baches Ngnutenute, eines Quellbaches der Poluku, steigt das Gebirge zum zweiten Male steil an. Hier kommen vereinzelte Reste von Korallenkalk noch bis zu einer Höhe von ± 320 m vor. In noch größerer Höhe besteht der ± 490 m hohe Rücken des Ngnutenute und der gleichhohe, in fast ostwestlicher Richtung verlaufende Kamm des Bukulamo ausschließlich aus peridotitischen und gabbroiden Gesteinen, die gewöhnlich stark serpentinisiert sind. Im folgenden seien die in diesem Gebiete gesammelten Gesteinsproben kurz beschrieben:

a) Bach Falaló (Höhe ü. d. M. ± 310 m). Anstehend: „Dunkelgrünschwarzer Olivinserpentin mit Resten von frischem Olivin und ziemlich frischem Diallag. Wehrlit-Serpentin."

Gerölle: „Dunkelgrüngraues Gestein, das zum größten Teil aus Bruchstücken basischer Plagioklase und Augit besteht, zwischen denen ein feinkörniges, calcithaltiges Bindemittel liegt. Diabasbreccie."

„Dunkelgraues, dichtes, klastisches Gestein (mit Fossilresten); setzt sich aus winzigen eckigen Bruchstücken von verschiedenen Gesteinen, sowie Quarz, Plagioklas und Orthoklas zusammen, die durch ein kalkiges Bindemittel verkittet sind; viele Kalkspatadern durchziehen das Ganze."

b) Kamm des Bukulamo. „Dunkler Lherzolith-Serpentin mit Diallag und Bronzit."

c) Bach Bukulamo (Höhe ü. d. M. ± 300 m). Anstehend: „Frischer Olivingabbro, arm an Plagioklas."

Gerölle: Feinkörniger Diabas.

d) Bach Ngutenute (Höhe ü. d. M. ± 300 m). Anstehend: „In Serpentinisierung begriffener dunkelgrüner Harzburgit."

e) Abhang des Ngutenute (Höhe ü. d. M. ± 210 m). „Harzburgit wie d, etwas reicher an Bronzit."

f) Gerölle im Fluß Poluku: „Graugrüne Breccie mit großen Bruchstücken verschiedener Gesteine (darunter Augitandesit oder Porphyrit, Kalkstein, Marmor) und verschiedener Mineralien, wie Plagioklas, grünlicher Augit und Magnetit“ (Bücking).

g) Abhang des Ngutenute (Höhe ü. d. M. ± 115 m). Gelblicher, massiger Kalkstein, erfüllt mit Korallenresten, Foraminiferen *(Heterostegina, Miogypsina, Lepidocyclina, Amphistegina, Rotalia, Globigerina)* und Lithothamnien. Interessant ist das Vorkommen der Gattung *Lepidocyclina* in diesem Kalkstein. Nach unseren heutigen Erfahrungen würde man diesen Korallenkalkstein wegen seiner relativ geringen Höhenlage ü. d. M. für quartär oder höchstens pliocän halten, wogegen das Vorkommen von Lepidocyclinen zu sprechen scheint. Da es aber nicht ausgeschlossen ist, daß die Lepidocyclinen in Indien in geringerer Verbreitung auch noch im Pliocän weiterleben, so halte ich aus geologischen Gründen ein pliocänes Alter dieses Kalksteins für wahrscheinlich. In diesem Falle wären die Korallenkalkterrassen am Abfall des Ngutenute gleichalterig mit den pliocänen Mergeln in der Akelamo.

D. Das östliche Obi (Skizze V).

Die Woi ist der größte Fluß der Insel Obi. An der Mündung sammelte ich folgende Gerölle:

„a) Diabasporphyrit. Grünlichgraues, durch weiße Feldspateinsprenglinge porphyrisches Gestein. Die Grundmasse ist ophitisch struiert und enthält sehr viel in Uralitisierung begriffenen Augit. Die Einsprenglinge von Plagioklas sind stark zersetzt.

b) Augitandesit mit dichter glasreicher Grundmasse.

c) Weiße Schalen von Chalcedon, ungefähr 1 cm dick.“ (Bücking.)

Ein Versuch, zu den Quellen dieses Flusses vorzudringen, scheiterte an dem Mangel jeglicher Pfade; dafür gelang es nach einigen Bemühungen, einen Eingeborenen ausfindig zu machen, der vorgab, einen Pfad zu kennen, der von der Südküste durch das östliche Obi zur Nordküste führt. Bei unserem Marsche quer durch diesen Teil von Obi stellte sich aber heraus, daß dieser Pfad schon in den Sagosümpfen am Oberlauf des Woi Ketjil sein Ende hat. Es gelang aber doch, wenn auch nicht ohne erhebliche Schwierigkeiten, bis zur Nordküste vorzudringen. Dieser Pfad

verläßt den Südstrand $2\frac{1}{2}$—3 km östlich von der Mündung der Woi, führt in nordöstlicher Richtung durch ein niedriges, aus wahrscheinlich pliocänen Schichten, und zwar vorwiegend aus Konglomeraten bestehendes Hügelland, erreicht an der Mündung des Baches Holumut die Woi Ketjil und folgt diesem Flüßchen bis zu den erwähnten Sagowäldern. In dem aufschlußarmen Flußtale war der Boden vielfach übersät mit Millionen von erbsengroßen, mehr oder weniger kugelförmigen Brauneisenkörnern. Erst in dem hügeligen Quellgebiete der Woi Ketjil trifft man in einigen Aufschlüssen stark zersetzte andesitische Gesteine an und jenseits der ca. 75 m hohen Wasserscheide im Quellgebiete der Morasa graue, gutgeschichtete Sandsteine, dunkelgrüne tuffogene Sandsteine und bröckelige und knollige Tone, die im allgemeinen mit 20—30° nach Nordosten einfallen. Diese Schichten sind sehr wahrscheinlich gleichalterig mit den pliocänen im Akelamogebiet. Weiter nördlich treten „hornblende- und biotitführende Augitandesite mit glasarmer Grundmasse" auf. „Sie enthalten ziemlich viele von Calcit, zuweilen auch von Chalcedon erfüllte Drusenräume" (Bücking). Diese Augitandesite bilden rundliche, kuppenförmige Hügel am Rande der sumpfigen Niederung, die sich in einer Breite von ca. 5 km bis zur Nordküste ausdehnt. Aus dieser Niederung ragen vereinzelnte kleine Hügelchen hervor, die z. T. gleichfalls aus „Augitandesit (biotitführend, ähnlich wie die vorher genannten, nur fehlt Hornblende; mit fluidaler Anordnung der Plagioklasmikrolithen der Grundmasse)", z. T. aus „dichten, dunklen, pyrithaltigen, kieselschieferartigen Gesteinen" (Bücking) bestehen.

Die Eruption der Augitandesite dürfte zeitlich mit der Ablagerung der pliocänen Sedimente zusammenfallen, da die Sandsteine im Morasagebiet z. T. den Charakter tuffogener Bildungen besitzen. Diese Eruptiva gehören somit nicht nur petrographisch, sondern auch geologisch in die Reihe der älteren (pliocänen) jungvulkanischen Gesteine, die, wie hauptsächlich die Untersuchungen Verbeek's gezeigt haben, auf Halmahera, Batjan und vielen anderen kleineren Inseln nordöstlich von Obi weitverbreitet sind. Im speziellen hat Verbeek eine Linie älterer Vulkane nachgewiesen[1], die von Kofiau (vielleicht auch von Klaarbeek) über

[1] Siehe die Karte in: Verbeek, Voorloopig Verslag over eene geologische reis door het oostelijk gedeelte van den Indischen Archipel in 1899. Batavia 1900.

die Booinseln, Pisang und Lawien nach Kéké hinzieht. Sehr wahrscheinlich ist es nun diese Vulkanreihe, die vielleicht über die Insel Tubalai, die mit Korallenkalken bedeckt ist, aber noch niemals eingehender untersucht worden ist, in die Insel Obi hinein fortsetzt. Diese jüngsttertiären vulkanischen Gesteine haben übrigens auf Obi anscheinend eine ziemlich große Verbreitung, vor allem im östlichen Teile; sie kommen aber auch in anderen Teilen der Insel vor, wie Gerölle im Aer Lele, in der Laiwui (Nordküste) und in der Wae Lower (Südküste) zeigen.

E. Die Nord- und Ostküste.

An der Nord- und Ostküste, wo ich nur an wenigen Punkten habe landen können, sind ebenso wie auf den der Nordküste vorgelagerten kleinen Inselchen junge Korallenkalke weitverbreitet

Fig. 2. Die Nordküste von Obi zwischen Laiwui und Sambiki vom Meere aus gesehen. Nach einer Photographie.

(siehe Skizze I). Am Kap Woka sind sie mit fast 10° geneigt. An der Nordküste sieht man sie an dem steilen Abfall des Gebirges an manchen Stellen, z. B. am Aer Lele in einer ziemlich beträchtlichen Höhe. Im folgenden seien die in diesen Teilen von Obi gesammelten Gesteine kurz beschrieben:

a) Strandgerölle am Kap Aruku.

„1. Weißlichgrauer Chalcedon.
2. Dunkellauchgrüner Chalcedon (Plasma), zeigt im Dünnschliff zahlreiche, sehr schöne Sphärolithe.
3. Grünes, quarzitisches, etwas schieferiges Gestein mit deutlicher Aschenstruktur (ähnlich wie in Fig. 55 bei Rosenbusch, Elemente. 3. Aufl. p. 336).
4. Mittelkörniger, hellfarbiger Hornblendediorit mit etwas Orthoklas und spärlichem Quarz, enthält nußgroße basische Ausscheidungen.
5. Glasreicher, biotitführender Augitandesit.
6. Augitandesit mit sehr viel größeren Einsprenglingen von Plagioklas und weniger zahlreich solchen von Augit und fast vollständig resorbiertem Biotit.

7. Augitandesit (ohne Biotit) mit glasarmer Grundmasse.
8. Schwarzer Augitandesit mit wenigen Einsprenglingen von Plagioklas. In der dichten Grundmasse sehr viel braunes Glas.

b) Strandgerölle am Kap Seran maloleo.

1. Dunkelgrünlichgraues, dichtes klastisches Gestein, besteht aus eckigen Bruchstücken von Feldspat (Plagioklas und Orthoklas), Quarz, Augit etc.
2. Rötlich dunkelgraues, dichtes Gestein mit vielen Einsprenglingen von Feldspat und einzelnen größeren, bräunlichen Augiten. Die sehr eisenreiche Grundmasse ist deutlich fluidal struiert. Porphyrit.
3. Hornblendeführender Gabbro, mittelkörnig. Die Hornblende vielfach an der Peripherie des Diallags und regelmäßig mit diesem verwachsen." (Bücking.)

c) Mündung des Aer Lele, anstehend.

1. Grauer Kalkstein, von braunen Calcitadern durchzogen, mit Korallen- und Muschelresten. Pliocän—Quartär.

Gerölle:

2. Ockergelblicher Kalkstein, ganz erfüllt mit Korallen-, Muschel- und Foraminiferenresten (vorwiegend *Orbitulites*, seltener *Alveolina*). Pliocän—Quartär.
3. „Augitandesit mit vieler, fein fluidal struierter Grundmasse, reich an Augiteinsprenglingen.
4. Hornblendeführender Augitandesit mit fluidaler Grundmasse."

d) Mündung der Laiwui. Gerölle.

1. „Schwarzgrüner, mittelkörniger Peridotit, besteht aus Olivin, Hypersthen, brauner Hornblende, Biotit, monoklinem Augit und etwas Plagioklas, steht demnach zwischen Olivinnorit und Lherzolith.
2. Serpentin mit Chromeisen und Resten von rhombischem Augit. Harzburgit-Serpentin.
3. Stark zersetztes porphyrisches Gestein, das in einer an Quarz und Orthoklas reichen Grundmasse Einsprenglinge von vollständig zersetztem Feldspat führt.
4. Rotbraunes Gestein, ähnlich 2, von Kap Seran Maloleo, mit zahlreichen Adern und Mandeln von Kalkspat, reich an Augit. Porphyrit.
5. Sehr stark zersetztes, feinkörniges, rotbraunes Gestein, erinnert an Porphyrit oder an Augitandesit.
6. Plagioklas-Augitgestein, hat infolge einer deutlichen Intersertalstruktur große Ähnlichkeit mit manchem Dolerit und Melaphyr, ist aber olivinfrei.
7. Diabasisches Gestein mit Ophitstruktur.
8. Desgleichen, aber feinkörniger, stärker zersetzt und epidotführend.
9. Grünlichschwarzes, in der Verwitterungsrinde rotbraunes Gestein, mit einzelnen größeren Plagioklaseinsprenglingen. Die Grundmasse zeigt

Intersertalstruktur und ist reich an leistenförmigen Plagioklasmikrolithen. Porphyrit resp. Diabasporphyrit.

10. Schwarzer Obsidian mit Augitmikrolithen und spärlichen Plagioklasleistchen.
11. Grünlichgraues, hartes, dichtes Gestein, mit fein eingesprengtem Eisenkies und // gestreiften Ablösungsflächen (Quetschflächen). U. d. M. erkennt man einzelne, kristallographisch gut begrenzte Einsprenglinge von Orthoklas, minder häufig auch solche von saurem Plagioklas, eingebettet in einer holokristallinen, aus Orthoklas, Quarz und Chlorit zusammengesetzten Grundmasse. Allem Anschein nach handelt es sich um ein verkieseltes trachytisches Gestein, von ähnlicher Beschaffenheit wie das, welches unter 4 p. 251 in den Sammlungen des geologischen Reichsmuseums in Leiden, Ser. I. **7**, als Gerölle des Laiwui beschrieben wurde.
12. Quarzit mit Roteisen und Pyrit.
13. Grünlichschwarzes, vulkanisches Trümmergestein, reich an Glas mit Stücken von Plagioklas und Augit, Brocken von glasreichem Andesit und Tonschiefer." (Bücking.)
14. Weißlicher Kalkstein, erfüllt mit Lithothamnien, Orbitoiden (*Lepidocyclina*) und Heterosteginen. Wahrscheinlich zur Korallenkalkformation gehörig, also Pliocän—Quartär.

II. Halmahera.

Ich verließ die Insel Obi am 4. März 1909 mit dem Dampfer van Imhoff der Kon. Paketvaart Maatsch. und traf am folgenden Tage in Ternate ein. Nach einigem Aufenthalt unternahm ich von hier eine Reise nach Misol[1] (21. März bis 18. April). Nach der Rückkehr von dieser Insel hatte ich wieder eine Woche auf Ternate zu verbringen, bis es gelang, ein kleines Ruderboot für die Überfahrt nach Dodinga an der gegenüberliegenden Küste von Halmahera zu mieten. Von hier marschierte ich über die schmale, schon von Verbeek untersuchte Landenge nach der Bobane- bezw. Kaubai und gelangte infolge des Mangels jeglichen Fahrzeuges an der Bobanebai erst nach zwei weiteren Tagen nach der benachbarten, neugegründeten Missionsstation von Pasirputih an der Kaubai. Die nächste Umgebung dieses Ortes besteht aus „grauem, einsprenglingreichem Augitandesit, der neben gewöhnlichem, monoklinem Augit auch einen schwach pleochroitischen (bräunlich-grünlich) rhombischen Augit (Hypersthen) führt"

[1] Beiträge zur geologischen Kenntnis der Insel Misol. Tydschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Gen. 1910. p. 469—500. Taf. XI u. XII.

(Bücking). Am 28. April traf ich im Dorfe Ekor ein, um von hier aus den noch gänzlich unbekannten zentralen Teil von Halmahera zu durchqueren.

A. Central-Halmahera. Route von Ekor nach Lelilif. (Skizze VII.)

Südlich von Ekor dehnt sich in einer Breite von ca. 2 km ein alluvialer Küstensaum aus. Die ersten Erhebungen, an denen der Fußpfad auf der rechten Talseite des Flüßchens Ekor vorbeiführt, bestehen aus „einem grünen, weitgehend zersetzten Gestein von proterobasartiger Beschaffenheit, das aus Plagioklas und brauner, z. T. grün zersetzter Hornblende besteht" (Bücking). Weiter landeinwärts folgen einige Hügelchen von jungem Korallenkalkstein, der über graugrünlichen Mergeln liegt, die im Bette der Ekor aufgeschlossen sind. Diese Mergel sind erfüllt mit zertrümmerten Zweischalern und enthalten einige Foraminiferen, nämlich *Polystomella craticulata* Fichtel et Moll sp. und *P. macella* Fichtel et Moll sp., zwei rezente Arten, die nach Brady besonders im Seichtwasser bis zu 40 Faden leben.

Wenn man dann den langgestreckten, plateauförmigen, ± 40 m hohen Rücken des Gunung Djïra, der aus grauem, feinkörnigem, tuffogenem Sandstein besteht, überschritten hat, tritt man in das ca. 8 m breite Bett des Baches Magalena ein, wo „grasgrüner Serpentin (mit Calcitadern, ohne Reliktstrukturen)" (Bücking) ansteht. Bachaufwärts erscheinen aber bald jungtertiäre Sedimente, vorwiegend grünliche oder buntkörnige Sandsteine und graue, plattige Kalksandsteine bezw. Kalksteine, die im Oberlauf des Baches einen steil (bis zu 70°) aufgerichteten, Nord-Süd streichenden Sattel bilden. Auch der ± 150 m hohe Rücken des Gogisoro besteht aus diesen Gesteinen.

Kurz vor der ca. 30 m breiten Parewana erreichen wir die Grenze dieser schmalen Zone jungtertiärer Sedimente und damit das große Massiv gabbroider Gesteine, das den Kern der Insel Halmahera bildet. Beim Übergang über den Fluß steht „dunkelgrüner Olivinfels, teilweise in Serpentin umgewandelt, Titaneisen und Chromeisenerz enthaltend" (Bücking) an. „Mittelkörniger Olivingabbro, bei dem Olivin in Serpentinisierung und Feldspat in Saussuritisierung begriffen ist" (Bücking), ist unter den Flußgeröllen vorherrschend.

Von hier ab betritt man das eigentliche Zentralgebirge, in dem man drei Gebirgskämme zu überschreiten hat, bis man auf der Südseite des Gebirges in das Tal der Akedjira, die sich in die Wedabai ergießt, gelangt. Den ersten Gebirgsrücken, den Uniuni, passiert man in einer Höhe von ca. 440 m. Er besteht hauptsächlich aus „mittelkörnigem Olivingabbro, arm an Olivin" (Bücking). An seiner nördlichen Abdachung haben die Dammarharzsucher einige Hüttchen erbaut, in denen wir die erste Nacht zubrachten. An dieser Taumabi oder Tungen genannten Lokalität habe ich unter den lose umherliegenden Blöcken auch ein „graugrünes, dichtes, quarzitisches, anscheinend klastisches Gestein mit splitterigem Bruch, das neben Quarz viel Chlorit und Calcit enthält" (Bücking), gesammelt.

Am zweiten Marschtage passierte ich das ca. 20 m breite Flüßchen Maribio, überschritt hierauf den zweiten Gebirgsrücken, den Saluli, in ca. 550 m Höhe und schließlich, nachdem der letzte Nebenfluß der Parewana, der Bach Fonlie, gequert war, in ca. 600 m Meereshöhe den Berg Akedjira, die Wasserscheide zwischen Kau- und Wedabai. Spät am Abend erreichte ich den Fluß Akedjira und fand nahe der Mündung der Pomareh, in den Hüttchen der Dammarsammler, gegen den Regen, der seit zwei Tagen in Strömen gefallen war, Schutz. Vom Uniuni bis zum Fluß Akedjira wurden fast ausschließlich gabbroide Gesteine angetroffen, die gewöhnlich stark serpentinisiert sind. Die auf dieser Strecke gesammelten Proben sind:

a) „Bläulichgrauer Serpentin mit vielen Quetschflächen," anstehend im Flüßchen Mari Bio.
b) „Schwärzlichgrünes, stark zersetztes Eruptivgestein. U. d. M. kann man feststellen monoklinen Augit, viel Quarz (wohl sekundär), etwas Feldspat in unregelmäßig begrenzten Körnern, vollständig in Leukoxen umgewandeltes Titaneisen und Chlorit" vom Kamme des Saluli.
c) „Quarzkristalle, bis 4 mm groß, dicht gedrängt, eine Kruste bildend." Unweit des Baches Fonlie.
d) „Mittelkörniger, frischer Olivingabbro" vom Kamme des Berges Akedjira.
e) „Graugrüner, zersetzter, mittelkörniger Gabbro mit ziemlich viel Hornblende und etwas Olivin, pyritführend"; Gerölle im Fluß Akedjira, nahe der Pomarehmündung.
f) „Grünes, dichtes Gestein. Nach der mikroskopischen Untersuchung wahrscheinlich eine Eruptivbreccie. Im Dünnschliff erkennbar

außer einzelnen Brocken eines dichten, glasreichen, aber stark zersetzten andesitischen Gesteins große Augitkristalle und viel neugebildeter Chlorit." (Bücking.) .Gerölle im Fluß Akedjira an derselben Stelle.

g) Dunkelrotbrauner Radiolarit, dem Radiolarit des Bategebirges in Ostceram sehr ähnlich. Flußgerölle in der Akedjira an derselben Stelle.

Das letztere Gestein ist, obwohl es auf Halmahera bis jetzt nicht anstehend gefunden wurde, doch von einem besonderen Interesse, da hierdurch zum ersten Male das Vorkommen mesozoischer (vielleicht triadischer) Sedimente auf der Insel Halmahera nachgewiesen wird und da es einen neuen weiteren Beleg für die bis vor kurzem ungeahnte weite Verbreitung der Radiolarite im Indischen Archipel bildet. Wir kennen diese Tiefseesedimente, die fast überall zusammen mit basischen Eruptivgesteinen meist der Gabbro- und Peridotitfamilie auftreten, jetzt von Borneo, Celebes, Obi, Halmahera, Ceram und Timor.

Von der Einmündung der Pomareh ab ist die Akedjira bei hohem Wasserstande mit kleineren Kähnen befahrbar. Auch ein sehr schlechter, selten begangener Pfad führt bald am rechten, bald am linken Ufer durch das Flußtal zu dem an der Wedabai gelegenen Orte Lelilif hinaus. Die Aufschlüsse sind spärlich. Die Ausläufer des Gebirges, die an einigen Stellen bis an den Fluß herantreten, lassen aber erkennen, daß das gabbroide Massiv von Zentralhalmahera sich bis an die Küste bei Lelilif erstreckt. Im Tal der Akedjira liegen auf dieser Unterlage bis weit in das Land herein (bis zum Berge Nam) vereinzelte Reste einer marinen, jungtertiären (oder quartären) Sedimentdecke. Im speziellen sind die Verhältnisse die folgenden: Bei der Lokalität Kakarebo ist „hypersthenführender, olivinarmer Gabbro von grobem Korn und feldspatarmer, diallagreicher Olivingabbro" (Bücking) aufgeschlossen. Etwas weiter flußabwärts führt der Pfad über einen ca. 100 m hohen Ausläufer des Gebirges, den Berg Nam, wo ockergelblicher, mergeliger Kalkstein, der mit Muschel-, Gastropoden-, Korallen- und Lithothamnienresten erfüllt ist, auf „Gabbro" aufliegt. „Der Gabbro ist feinkörnig, olivinfrei, hypersthenführend" (Bücking). Das Alter des Kalksteins ist Jungtertiär oder Quartär, im übrigen aber auf Grund der Fossileinschlüsse vorläufig nicht näher präzisierbar. Ganz ähnliche Kalksteine sowie buntkörnige Sandsteine stehen auch im Unterlauf der Akedjira an, ein paar Kilometer von der Stelle, an der der Pfad

den Flußlauf verläßt, in eine ostsüdöstliche Richtung abbiegt und durch eine weite alluviale Ebene bis nach Lelilif führt. Kurz vor Lelilif erheben sich aus dieser Niederung wieder einige kleine Hügel, die aus „grünlichgrauen, z. T. schieferigen Serpentinen (ohne Relikte der ursprünglichen Mineralien)“ (Bücking) aufgebaut sind.

B. Süd-Halmahera. Route von Weda nach Pajahe. (Skizze VIII.)

Von Weda führt ein Pfad durch den südlichen Arm von Halmahera nach Pajahe, eine Strecke, die man in 8 Marschstunden zurücklegen kann[1]. Dieser Pfad folgt dem bei Weda mündenden Flüßchen Jefetu durch eine ca. $3\frac{1}{2}$ km breite alluviale Ebene. An der Lokalität Moriala, wo sich die Jefetu in zwei Quellarme teilt, beginnt das Hügelland anzusteigen. Die hier anstehenden Sandsteine und dunkelgraugrünlichen Mergel sind erfüllt mit Zweischalern (*Venus* sp. etc.) und Foraminiferen, besonders *Pulvinulina tumida* Brady, *Cristellaria cultrata* Montfort sp., *Globigerina bulloides* d'Orb. und *Polymorphina* sp. Da diese wenigen Formen, die ich aus dem mitgebrachten Handstück durch Schlämmen erhielt — auf eine Ausbeutung der Fauna an Ort und Stelle mußte ich leider verzichten —, alle lebend bekannt sind, so darf man den Schluß ziehen, daß diese Schichten sicher nicht älter wie jungtertiär sind. Die genannten Arten sind übrigens nach Brady am häufigsten in Tiefen zwischen 400 und 2000 Faden. Weiter landeinwärts herrschen mürbe, buntkörnige Sandsteine vor, die beim Übergang über den Bach Seslewisil mit graugrünlichen Mergelbänken (mit Gastropoden, *Dentalium* sp., Muscheln und Foraminiferen, besonders *Globigerina bulloides*) wechsellagern. Sie fallen hier mit 10° nach Osten, aber schon an der Ake Tananga fallen die gleichen Sandsteine mit 70° nach Westen und etwas weiter landeinwärts wieder schwach nach Südosten. Von der Ake Tananga führt der Pfad aus $\pm$ 60 m Meereshöhe über den

[1] Die Aufnahme dieser Strecke ist ebenso wie die meiner übrigen Routen auf Obi und Halmahera zwar nur mit Schrittmaß und geologischem Handkompaß erfolgt, dürfte aber doch genügend genau sein, um sagen zu können, daß Pajahe fast genau westlich und nicht nordwestlich von Weda liegt, wie auf allen bisherigen Karten angegeben ist. Da die Lage dieser Orte innerhalb der Baien von Pajahe, bezw. Weda eine richtige zu sein scheint, so dürfte die gegenseitige Lage der Küstenumrisse durch eine genauere Neuaufnahme merkbar verändert werden.

schmalen Kamm des Bukuigo rasch bis zu der ± 480 m hohen Wasserscheide des Kolefa empor. Dieser langgestreckte Rücken besteht gleichfalls aus mürben, buntkörnigen Sandsteinen, die gelegentlich tonige und etwas häufiger konglomeratische Bänke einschließen. Vom Kolefa ab erhalten diese Sandsteine auf dem westlichen Abfall des Gebirges immer mehr und mehr den Charakter einer marinen tuffogenen Bildung; im Oberlauf des Flüßchens Pajahe stellen sich Konglomerate mit bis zu kopfgroßen Komponenten andesitischer Gesteine ein und etwas tiefer in 70—80 m Meereshöhe stehen „Augitandesite" an, „mit glasreicher Grundmasse, in der zahlreiche kleine Einsprenglinge von Plagioklas, mehr zurücktretend solche von Augit und manchmal auch von rotbrauner Hornblende (letztere bis zu 1 cm lang) liegen" (Bücking). In der Nähe der Küste durchbricht die Pajahe einen steilen Höhenzug jungvulkanischer Breccien und Tuffe, die, wie Verbeek[1] gezeigt hat, in der ganzen Umrahmung der Bai von Pajahe auftreten und als die Überreste eines größeren Vulkanes aufzufassen sind, dessen Eruptionszentrum wahrscheinlich in der Bai von Pajahe gelegen hat.

Die auf diesen beiden Routen angetroffenen geologischen Verhältnisse sind in mancher Beziehung von Interesse. Bekanntlich hat man die Insel Halmahera wegen ihrer eigentümlichen Umrißformen sehr oft mit der ähnlich gestalteten Insel Celebes verglichen. Man hat besonders auch hervorgehoben, daß beide Inseln von vielen Bruchlinien umrahmt erscheinen, an denen die tiefen Becken in der Umgebung dieser Inseln eingesunken sind. Es ist natürlich, daß man bei diesen Vergleichen bei der vielfach noch sehr ungenügenden Kenntnis der geologischen Verhältnisse dieser Inseln über Erwägungen allgemeinerer Natur nicht sehr weit hinausgekommen ist. Wenn auch heute nach meinem Erachten der Zeitpunkt noch nicht gekommen ist, um solche Vergleiche fruchtbringend durchführen zu können, so möge doch kurz darauf hingewiesen werden, daß der zunächst aus der großen morphologischen Ähnlichkeit der Inseln Celebes und Halmahera gezogene Schluß einer weitgehenden Übereinstimmung der geologischen Verhältnisse dieser Inseln durch die voranstehenden Untersuchungen in mehreren Punkten eine neue Stütze findet.

[1] Rapport sur les Moluques. p. 163.

Auf Celebes sind bekanntlich Gesteine der Gabbro- und Peridotitfamilie und mesozoische Radiolarite, wie schon die Forschungen von P. und F. Sarasin gezeigt haben, weit verbreitet. Auf Halmahera nehmen dieselben Eruptivgesteine einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau der Insel, und nun sind hier auch dieselben Radiolarite wie auf Celebes aufgefunden worden. Ich habe ferner auf Halmahera eine sehr junge Faltung nachweisen können, die Ablagerungen von sehr wahrscheinlich pliocänem Alter betroffen hat. Eine solche Faltung ist, wie bekannt, auch auf Celebes erkennbar. Sie ist jünger wie die Faltung, die die Radiolarite betroffen hat. Celebes wie Halmahera gehören demnach zum mindesten seit der mesozoischen Zeit einem Geosynklinalgebiet an, und zwar einem Gebiete, in dem die Faltenbögen der Geosynklinale der Thetys mit den pazifischen zusammentreffen. P. Sarasin[1] hat kürzlich geradezu von einem „K o n f l i k t zwischen den Kettensystemen der Thetys und denen der pazifischen Umrahmung" gesprochen, eine Auffassung, der man nach dem Stande unseres heutigen Wissens nur beipflichten kann. So sehe auch ich in der Faltung die primäre Ursache für das Zustandekommen dieser merkwürdigen Inselformen, ohne in Abrede stellen zu wollen, daß das großartige, hauptsächlich in der Quartärzeit entstandene Bruchsystem bei der Erklärung der heutigen Umrißformen der Inseln als eine sekundäre Erscheinung sehr wohl zu berücksichtigen ist.

[1] Zur Tektonik von Celebes. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1912. p. 245.

Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel.

Unter Mitwirkung von Fachgenossen herausgegeben

von **Georg Boehm** †, Freiburg i. B., Universität.

IX. [1]

Lias und Dogger von Jefbie und Fialpopo (Misólarchipel).

Von

W. Soergel.

Mit Taf. XXI—XXIV und 12 Textfiguren.

Einleitung.

Der untere Jura auf der Insel Jefbie bei Misól, dem der größte Teil der im folgenden beschriebenen Fossilien entstammt, wurde von G. Boehm auf seiner erfolgreichen Mollukkenreise im Winter 1900—1901 entdeckt. „In schwarzen, blätterigen Mergelschiefern" fand er „Belemniten und zahllose, meist schlecht erhaltene Harpoceraten," von liassischem Habitus, daneben verschiedene Zweischaler, die diesen Autor an Formen aus europäischem Lias erinnerten. Acht Jahre später, im Frühjahr 1909, besuchte J. Wanner den gleichen Fundpunkt, entdeckte dieselben Schichten außerdem auf dem benachbarten Inselchen Fialpopo und im Innern von Misól selbst am Oberlauf des Haulo, wo er leider nicht sammeln konnte. Über die Geschichte der geologischen Erforschung dieser Gebiete im einzelnen wird man sich am besten aus den betreffenden Arbeiten G. Boehm's und Wanner's unterrichten.

[1] Vergl. Teil I, II dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXII. p. 385, 686, 691; Teil III, IV, V Beil.-Bd. XXIV. p. 133, 161, 460; Teil VI Beil.-Bd. XXV. p. 293; Teil VII Beil.-Bd. XXIX. p. 406; Teil VIII. Beil.-Bd. XXIX. p. 739.

Was durch die Untersuchungen dieser Autoren bisher über das Vorkommen bekannt geworden ist, beschränkt sich auf einige stratigraphisch-faunistische Angaben, die ich im stratigraphischen Teil dieser Arbeit eingehender diskutieren werde. Vollständig fehlte bis heute eine paläontologische Bearbeitung des Fossilmaterials und damit eine feste Basis für stratigraphische Folgerungen. Und diese Lücke galt es vor allen Dingen auszufüllen. Zu diesem Zweck wurden mir von beiden Autoren ihre Aufsammlungen zur Verfügung gestellt. Davon umfaßt die Sammlung von G. Boehm nur Material von Jefbie, J. Wanner's Sammlung (Geologisches Institut der Universität Bonn) Fossilien von Jefbie und Fialpopo. Für die Überlassung dieses Materials sage ich beiden Herren auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank, im besonderen Herrn Prof. G. Boehm und Herrn Prof. W. Deecke für ihr reges Interesse und die Förderung, die sie dieser Arbeit durch Rat und Tat zuteil werden ließen. Zu Dank verpflichtet bin ich ferner Herrn Kapitän v. Nouhuys, der auf die Bitte von G. Boehm die Insel Jefbie nochmals allein besuchte und die Boehm'schen Fossilaufsammlungen durch neues Material ergänzte, sowie ein Profil des Aufschlusses anfertigte.

Im Literaturverzeichnis habe ich die Autoren alphabetisch geordnet und numeriert.

Auf den Tafeln habe ich nur die besser erhaltenen Arten zur Darstellung gebracht, bei einigen zahlreicher vertretenen mehrere Exemplare abgebildet, um die Variationsbreite der Schalen zu zeigen. Wo nichts Besonderes vermerkt ist, sind die Abbildungen nach unretuschierten Photographien hergestellt.

Paläontologischer Teil.

Fossilien aus weit entlegenen, geologisch noch wenig bekannten Gebieten dürfen stets ein besonderes Interesse beanspruchen, zumal dann, wenn ihre Entdeckung der Lösung paläontologischer und stratigraphischer Probleme in so hohem Maße förderlich war wie die von G. Boehm in den Mollukken aufgefundenen jurassischen Faunen. Es bedarf daher wohl keiner weiteren Begründung, wenn ich die Lias-Dogger-Formen meines Materials, selbst die den europäischen identen Arten, eingehender beschrieben und auch mäßig, ja schlecht erhaltene Fossilien mitberücksichtigt

habe. Die verschiedene Behandlung der einzelnen Arten muß mit eben dieser wechselnden Erhaltung entschuldigt werden, die in vielen Fällen nicht gestattete, auf alle paläontologisch wichtigen Momente gebührend einzugehen.

Bei der Bestimmung der einzelnen Arten habe ich besonderen Wert darauf gelegt, vorerst die Variationsbreite der verwandten europäischen Formen zu ermitteln. Das ist mir leider nur nach der Literatur möglich gewesen. Hier aber sehe ich in den Abweichungen, die sich zwischen den Abbildungen einer Art einmal bei diesem, einmal bei jenem Autor vorfinden, nicht etwa den Beweis dafür, daß diese Autoren unter einem Namen Verschiedenes begriffen hätten, was auch verschiedene Namen haben sollte, sondern vielmehr den Ausdruck einer Variation, wie sie allen organischen Wesen eigen ist. Daß Exemplare einer Art von verschiedenen, untereinander weit entfernten Fundstellen kleine Unterschiede besitzen, daß in der Variation jeweils ein gewisses Lokalkolorit zur Geltung kommen muß, ist selbstverständlich.

Einer solchen Variationsbreite haben sich unsere Arten zumeist zwanglos eingefügt und die bestimmten Grenzen nur selten überschritten. Und selbst in diesem letzteren Falle habe ich von Neubenennungen abgesehen, wenn es sich um Merkmale handelte, die auch bei der europäischen Art in ihren Schwankungen eine größere Amplitude besitzen. Dabei leitete mich besonders der Gedanke, daß die Variationsmöglichkeit einer Art ja lokal, z. B. in Europa, nicht völlig erschöpft wird, daß anderswo eine Abänderung der wirkenden Reize naturgemäß eine Abänderung der Variationsmöglichkeit unter Betonung bestimmter, lokal bedingter Richtungen hervorrufen muß, und sich dadurch Abweichungen von der bisher bekannten Formenbreite einer Art einstellen müssen.

Wann aber sollen wir nun von Varietäten, wann von Arten reden? Gibt es überhaupt eine Möglichkeit, hier irgendwelche Grenzen zu ziehen? Oder soll die Paläontologie in dieser ihrer wichtigsten Grundlage weiterhin vom „feinen Takt“ dieses oder jenes Autoren abhängig bleiben? Mir scheint, daß hier besonders Eines Abhilfe schaffen könnte: nämlich kritische Untersuchungen über die Variationsbreite der verschiedenen europäischen Arten. Dabei müßte natürlich in jedem einzelnen Fall das Material einer wenig mächtigen Schicht und einem horizontal nicht zu weit be-

grenzten Gebiet entstammen. Derartige Arbeiten fehlen heute so gut wie ganz, und es ist jedem unbenommen, dieses oder jenes Merkmal, diese oder jene Größe im Ausmaß der individuellen Schwankungen als artentrennend anzuerkennen oder nicht. Wo aber eine Formengruppe in dem angedeuteten Sinne bearbeitet ist, wie z. B. „Die Harpoceraten der *Murchisonae*-Schichten des Donau-Rhein-Zuges“ durch E. Horn, da ergibt sich stets eine weitere Fassung des Artbegriffs. „Will man also nicht bloß Lokalvarietäten beschreiben, sondern Arten unterscheiden, deren Vertreter sich in anderen Gegenden wiedererkennen lassen, so darf man die Gruppen nicht zu eng begrenzen.“ (Horn.)

Daß die Genauigkeit der rein paläontologischen Untersuchung selbstverständlich mit einer engeren oder weiteren Begrenzung des Artbegriffs nichts zu tun hat, brauche ich kaum erst zu betonen.

Zu der von mir gewählten Anordnung des Materials möchte ich noch bemerken, daß gewisse Unterschiede zwischen den Faunen von Jefbie und Fialpopo, vor allem aber stratigraphische Gesichtspunkte es wünschenswert erscheinen ließen, die in beiden Faunen gemeinsamen Arten getrennt abzuhandeln. Bei den in Betracht kommenden Arten habe ich deshalb unter a das Material von Jefbie mit der ausführlichen Artbeschreibung, unter b dasjenige von Fialpopo mit nur kürzeren, ergänzenden Bemerkungen untergebracht.

Beschreibung der Arten.

Vermes.

1. *Serpula segmentata* Dumortier.

Taf. XXI Fig. 1.

1875. E. Dumortier, Études paléontologiques sur les Dépôts jurassiques du Bassin du Rhône. Taf. XLVII Fig. 5—7 p. 220.

Auf dem später zu beschreibenden *Trichites*-Fragment und einigen Holzresten finden sich verschiedentlich *Serpula*-Röhren. Die mit der ganzen Unterseite aufgewachsenen Röhren tragen oben einen Kiel, von dem in unregelmäßigen Abständen bald nach einer, bald nach beiden Seiten bogenförmige Rippen auf den Flanken hinabziehen. Die konvexe Seite dieser Erhebungen ist stets nach hinten gerichtet. Die Flanken sind meist gerundet, manchmal auch nach dem Kiel zu hochgezogen, so daß der Querschnitt nicht immer rund ist. Die Stücke stimmen mit den Ab-

bildungen Dumortier's, l. c. Taf. XLVII Fig. 5, 6, 7, p. 220, vollkommen überein.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

Brachiopoda.

Brachiopoden sind sehr spärlich vertreten. Einige kleine, glatte und mäßig gewölbte Schalenfragmente mögen Terebrateln angehören. Da ihre Kleinheit und die ungenügende Erhaltung eine Präparation nicht erlauben, muß ich es dahingestellt sein lassen, ob derartige Reste nicht richtiger als Jugendformen der später zu erwähnenden *Nucula* aufzufassen sind. Nur ein Fragment ließ sich wenigstens auf die Gattung bestimmen.

2. *Rhynchonella* sp.

Ein äußerst kümmerlicher Schalenrest zeigt in dem zum Stirnrand ziehenden Sinus, in der radialen Berippung und dem faserig-blätterigen Bau der Schale Merkmale einer *Rhynchonella*.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

Lamellibranchiata.

Die Lamellibranchiaten bilden, was Arten- wie Individuenzahl angeht, die Hauptmasse der Fauna. Die Erhaltung ist leider nicht in allen Fällen befriedigend und vollständig ausreichend für eine einwandfreie Bestimmung. Immerhin ließen sich die meisten, auch manche fragmentäre Stücke, mit Sicherheit auf europäische Arten beziehen.

3. *Oxytoma* sp. cf. *Münsteri* Br.

1858. Fr. Au. Quenstedt, Der Jura. Tübingen. Taf. 60. Fig. 8. p. 440.

Von dieser Art, die ja in sehr ähnlichen Formen durch den ganzen Jura hindurchgeht, sind 3 mehr oder weniger fragmentäre Exemplare vorhanden. Vom Wirbel laufen über die mäßig gewölbte Schale scharf hervorstehende Rippen, die nach unten, besonders unten hinten, stark divergieren. Zwischen den Rippen liegen feinere Radialstreifen. Hinter dem Wirbel ist ein großes, flachliegendes Ohr erkennbar, das ebenfalls eine, allerdings sehr

schwache, radiale Skulptur aufweist. Das vordere kleine Ohr ist nur bei einem Exemplar erhalten.

Zu einem spezielleren Vergleich reichen die Stücke kaum aus. In der Größe, Skulptur und Ausdehnung des hinteren Ohres besteht aber große Ähnlichkeit, ja Übereinstimmung mit *Oxytoma Münsteri* Br. Quenstedt bildet von dieser Art in seinem „Jura" Taf. 60 Fig. 8 eine linke Klappe aus dem Braunen Jura δ ab, die keine Abweichungen von unserem Fragment erkennen läßt. Desgleichen stimmt eine von Gottsche (Argentinische Kordillere, Taf. VI Fig. 15) beschriebene und abgebildete Schale dieser Spezies gut mit unserem Exemplar überein. Bei der großen Ähnlichkeit der verschiedenen jurassischen Oxytomen ist eine definitive Bestimmung meiner mäßig erhaltenen Stücke aber unmöglich.

Untersuchte Stücke: 3.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

4. *Trichites lilintanus* G. Boehm.

Taf. XXI Fig. 2.

1910. G. Boehm, Zur Geologie des Indisch-Australischen Archipels. Nachträge V. Zur Kenntnis der Südküste von Misól. Centralbl. f. Min. etc. No. 7. 1910.

Die neue Art wurde von Boehm schon hinreichend charakterisiert, so daß ich mich darauf beschränken kann, die Ausführungen dieses Autors zu zitieren:

„In den Harpoceraten-Schichten fielen zunächst zahlreiche Bruchstücke eines riesigen *Trichites* in die Augen. Ich habe die Form *Trichites lilintanus* n. sp. genannt. Ein Bruchstück ist 32 cm lang, 22 cm breit, die Schale an einer Stelle 1,2 cm dick, die Oberfläche ist mit sehr starken, breiten, flachen, radialen Rippen bedeckt, die, schwachgebogen, in ihrem Verlauf hier und da knieförmig absetzen. Die Zwischenräume zeigen feine, radiale Rippen, die konzentrischen Linien sind weniger auffallend. Die Schale ist durch und durch kristallinisch geworden. Deshalb ist die grobfaserige Struktur des Querbruchs nur an wenigen Stellen undeutlich zu beobachten. An einem Teil der Oberfläche ist die obere Schalenschicht mitsamt den Rippen abgeblättert. Das Gehäuse erscheint hier ganz glatt."

Ich habe diesen Ausführungen Boehm's kaum Wesentliches hinzuzufügen. Bemerken möchte ich, daß sich nachträglich noch

Stellen in der Schale gefunden haben, die eine Prismenstruktur gut erkennen lassen. Aus der Literatur sind mir keine Arten bekannt, die in Größe und Skulptur mit unserer Art verglichen werden könnten.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

5. *Trichites* sp.

In einem Gesteinsstück von Fialpopo ist eine ca. 3—4 mm starke Schale sichtbar, die deutlich prismatischen Bau aufweist. Da Inoceramen im authentischen Material fehlen, glaube ich das Fragment auf *Trichites* beziehen zu können.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundpunkt: Fialpopo.

Sammlung: Wanner.

6. *Pecten* sp.

Das Bruchstück einer flachen, radial berippten Muschel zeigt den deutlichen Ansatz eines Ohres, das in seiner ganzen Ausdehnung nicht mehr zu verfolgen ist. Die Skulptur des Ohres stößt scharf ab gegen die der übrigen Schale, wie es für die Pectiniden charakteristisch ist. Einige andere, ebenso berippte Stücke aus der Mitte der Schale mögen derselben Art angehören. Außerdem scheinen auch kleinere Pectiniden in einigen Fragmenten vertreten zu sein.

Zu einem Vergleich mit anderen Pectenarten reichen die Fragmente bei weitem nicht aus.

Untersuchte Stücke: 3 und einige kleinere Fragmente.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

7. *Lima semicircularis* Goldf.

Taf. XXI Fig. 3.

1826—1833. Goldfuss, Petrefacta Germaniae. Taf. 101 Fig. 6. p. 83.

Dem Typus der Art, wie er von Goldfuss festgelegt wurde, kommen, was Art und Verlauf der Skulptur angeht, einige größere Schalenfragmente am nächsten. Feine, in der Gegend des Wirbels in Punktreihen aufgelöste Furchen haben als Grundelement der Skulptur zu gelten. Die zwischen ihnen radiär verlaufenden

glatten Bänder kann man nicht wohl als echte Rippen bezeichnen, da sie sich nicht über die Schalenfläche erheben, und da dort, wo die Furchen in hintereinander stehende Punkte aufgelöst sind, die Schale eine glatte, die Punkte von allen Seiten einschließende Fläche bildet. Auch am Stirnrand der Schalen, wo durch stärkere Eintiefung und Verbreiterung der Furchen die Skulptur markierter hervortritt, sind die „Rippen" in ihrer Breitenausdehnung ganz eben und brechen steil gegen die Furchen ab, wohingegen echte Rippen stets mit deutlicher Rundung gegen die trennenden Depressionen abfallen. Dieses Charakteristikum unserer Art zeigen sehr deutlich die zitierte Abbildung von Goldfuss, ebenso das von Benecke in seiner „Eisenerzformation" Taf. IV Fig. 6, p. 117 ff. abgebildete Exemplar. Die von Morris und Lycett[1] als *semicularis* abgebildete *Lima* weicht besonders auch in diesem Merkmal stark vom Typus ab. Soviel ich mir nach der Literatur und dem Material des Freiburger Geologischen Instituts ein Urteil bilden konnte, scheint dieses Merkmal eine Aufteilung der jurassischen, radial skulptierten Limen in zwei Gruppen zu ermöglichen. Von den Doggerformen wäre als *Lima* mit „falschen" Rippen neben unserer Art besonders *Lima Schimperi* Branco zu erwähnen, während als Typus der zweiten Gruppe *Lima cardiiformis* Sow. gelten kann; dahin wäre wohl ebenfalls *Lima ferruginea* Ben. zu rechnen, für die der Autor p. 122 „schwache, gewölbte Rippen" angibt.

Furchen wie „Rippen" sind bei unseren Exemplaren häufig wellig gebogen und geknickt, je nachdem ihr Verlauf von schmäleren oder breiteren Anwachsstreifen unterbrochen wird. Bei der Mehrzahl der Stücke ist diese Skulptur gleichmäßig über die ganze Schale zu verfolgen und ändert nur nach dem Stirnrand etwas ab, dadurch, daß die Furchen tiefer und markierter werden. Immer aber bleiben die „Rippen" breiter als die Furchen. Über den Umriß der Schale können die eben besprochenen Fragmente keinen Aufschluß geben.

Eine ganze rechte Klappe besitzt eine schmale, etwas verquerte Gestalt. Der Vorderrand der Schale ist geradlinig abgeschnitten; der Stirnrand verläuft in fast halbkreisförmiger Biegung bis zum hinteren Ohr, das nur teilweise erhalten ist. In

[1] Great Oolithe. Taf. III Fig. 3. p. 29.

diesem Schalenumriß besteht eine entschiedene Ähnlichkeit mit *Lima ferruginea* Ben., einer Art, die aber durch den Besitz echter gewölbter Rippen von unserer Form abweicht. Letztere entspricht in der Skulptur den anderen Limenresten von Jefbie durchaus, zeigt allerdings nach den höchsten Teilen der Schalenwölbung zu ein allmähliches Verblassen der Radialfurchen, wodurch dieser Abschnitt der Schale bis auf die durchziehenden Anwachsstreifen vollkommen glatt erscheint. Bei Beschreibung seiner *Plagiostoma (Lima) semicirculare angustum* erwähnt Quenstedt in seinem Jura, p. 436, ähnliche Formen als „Abänderungen, die in der Mitte der Schale vollkommen glatt werden". Mit dieser Varietät Quenstedt's, die im schwäbischen Jura nach diesem Autor häufiger ist als die breite Form, die Goldfuss l. c. von Bayeux abbildet, stimmt ferner der Schalenumriß unseres Exemplars gut überein. Große Ähnlichkeit besteht ferner mit *Lima Schimperi* Branco [1], für die der Autor den geraden, auffallend langen Vorderrand betont, der die charakteristische „Schiefheit des Umrisses" bedingt. Die Skulptur derselben entspricht derjenigen von *L. semicircularis* in hohem Grade, abweichend von ihr sollen nach diesem Autor bei letzterer Art die Furchen am Unterrand ebenso breit werden wie die Rippen. Ist das richtig, so würde unser Material eher auf *L. Schimperi* zu beziehen sein; denn auch am äußersten Stirnrand sind die Furchen stets viel schmäler als die „Rippen". Der Schalenumriß des einen ganzen Exemplars ist der in Quenstedt's Jura abgebildeten *Plagiostoma semicirculare angustum* aber zum mindesten nicht unähnlicher als den bei Branco Taf. VI Fig. 4, p. 111 wiedergegebenen Stücken von *Lima Schimperi*. Außerdem zeigt unsere Form mit der Varietät Quenstedt's in dem Verblassen der Skulptur auf der Schalenmitte Übereinstimmung, während Branco für seine neue Art das Vorkommen teilweise glatter Stücke gar nicht erwähnt. Ich stelle unsere Exemplare deshalb lieber zu *L. semicircularis* Goldf. und möchte es überhaupt in Frage stellen, ob bei der engen Verwandtschaft beider Arten, bei der Variationsfähigkeit der Limen gerade im Schalenumriß, der Abänderungsfähigkeit gerade in der Skulptur des Stirnrandes je nach dem Alter der Formen die von Branco betonten Unterschiede eine Trennung in zwei Arten rechtfertigen können.

[1] Unterer Dogger. Taf. III Fig. 4. p. 111.

Unsere ganze rechte Klappe zeigt auf ihrer Oberfläche zahlreiche kleine, senkrecht in die Schale hineinsetzende Bohrröhren, die, mit Kalk erfüllt, sich deutlich gegen die dunkle Schale abheben; ihr Durchmesser beträgt ca. 0,1—0,2 mm. Ganz Entsprechendes ist mir aus der Literatur nicht bekannt geworden. Die von Benecke[1], Quenstedt[2] und Terquem[3] beobachteten, auch auf kleine Bohrer zurückzuführenden Gangbildungen sind in Verlauf und Gestaltung doch wesentlich anders.

Untersuchte Stücke: 1 ganze Klappe und mehrere große Fragmente.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

8. a) *Plicatula* cf. *spinosa* Sow.

Taf. XXI Fig. 4; Taf. XXI Fig. 8—9.

1826—1833. Goldfuss, Petrefacta Germaniae. Taf. 107 Fig. 1a—h. p. 100.

Schalen von *Plicatula* finden sich in großer Häufigkeit; in den meisten Fällen ist aber nur die rechte, mit dem Wirbel aufgewachsene Klappe erhalten. Die Schloßpartie ließ sich an keinem Stück herauspräparieren, unzweifelhafte Andeutungen der charakteristischen Zahnbildung jedoch, sowie die Form- und Skulpturverhältnisse der Schalen sprechen eindeutig für *Plicatula*.

Alle Schalen besitzen eine grob radiale Skulptur, die von mehr oder weniger kräftigen Anwachsstreifen gekreuzt wird. Die Radialrippen sind zumeist aufgelöst in reihenförmig angeordnete Schuppen, Wülste und kleine Stacheln und zeigen an den verschiedenen Exemplaren eine äußerst wechselnde Ausbildung. Die ausgewachsenen rechten Valven sind zumeist ziemlich gewölbt, verbreiten sich vom Wirbel aus allmählich nach hinten und erhalten durch Umbiegung besonders des hinteren Schalenteils eine etwas verquerte Gestalt, die aber an sich bei den einzelnen Exemplaren recht verschieden ist. Eiförmiger, ovaler und schiefovaler Umriß der Schale sind die drei Haupttypen. Da meine Stücke größtenteils älteren Individuen angehören, so zeigen die Schalen häufig eine etwas verwischte Skulptur, was schon Goldfuss (p. 100) als Alterserscheinung infolge Abreibens erklärt hat.

[1] Eisenerzformation. p. 121.

[2] Jura. Taf. IV Fig. 1 u. 2.

[3] Paléontologie de l'étage inférieur etc. Taf. XXVI Fig. 6.

Zwei kleine Schalen (Taf. XXI Fig. 4), die ich als junge Individuen der gleichen Art auffassen möchte, zeigen in Form, Skulptur und Größe eine entschiedene Ähnlichkeit mit *Plicatula catinus* Dumortier[1].

Von der flachen linken Klappe ist wenig vorhanden. Ein größeres Fragment zeigt in der Richtung der Rippen kleine, freiwerdende Stacheln und erinnert darin an *Pl. armata* Goldf. (Petrefacta, Taf. 107 Fig. 5), welcher Art nach Quenstedt, Jura p. 436, auch Formen des Braunen Jura δ sehr ähnlich werden können.

Die Anhaltspunkte zur Unterscheidung der einzelnen *Plicatula*-Arten sind bekanntermaßen recht dürftig. Die Merkmale der Form und Skulptur sind einer sehr erheblichen Variation unterworfen, weiterhin auch vom jeweiligen Alter des Individuums und der Unterlage abhängig, auf der das Tier aufgewachsen ist. Daraus ergibt sich für die Bestimmung von Formen, deren Horizont unbekannt ist und eben erst auf paläontologischem Wege gefunden werden soll, eine große Unsicherheit.

Unsere Stücke besitzen noch die meiste Ähnlichkeit mit *Pl. spinosa* Sow., wie sie Goldfuss[2] darstellt. Diese Abbildungen veranschaulichen sogleich einen Teil der großen Variationsbreite dieser Art und decken sich in einigen Exemplaren (Fig. 1 c, 1 f, 1 e) vollständig mit Stücken meines Materials, von dem ich Taf. XXI mehrere Exemplare abgebildet habe. Die bei Sowerby, Conchologie, Taf. 245, p. 290, ziemlich schematisch dargestellten Stücke gleichen in der Skulptur mehr dem oben besprochenen Fragment einer linken Valve. Wenn diese Art bei uns auf den Lias beschränkt ist und nach Quenstedt, Jura p. 185, „in den aschgrauen Tonen von Unterepsilon ihr Ende" erreicht, so spricht das nicht gegen die Annahme, daß sie in fernen Gebieten bis in den Dogger hinaufgeht, resp. daß die Gattung dort in *Pl. spinosa*-ähnlichen Formen weiterlebte. Ich bezeichne unsere Art deshalb *Pl.* cf. *spinosa* Sow.

Untersuchte Stücke: 20.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm und J. Wanner.

---

[1] Études paléontologiques. Pl. XLV fig. 4 u. 5, p. 203.

[2] Petrefacta. Taf. 107 Fig. 1a—1h. p. 100.

b) *Plicatula* cf. *spinosa* Sow.

Taf. XXI Fig. 5—7.

Im großen und ganzen stimmen alle Stücke gut mit den von Jefbie beschriebenen Formen überein, wie die Abbildungen Taf. XXI Fig. 5—7 zeigen. Eine flachere linke Schale weicht etwas ab in der langgezogenen ovalen Gestalt, in der in Knötchen aufgelösten Radialskulptur und der ansehnlicheren Größe. Andere Stücke (Taf. XXI Fig. 6) erhalten durch kräftiges Hervortreten der Anwachsstreifen eine der *Ostrea lamellosa* ähnliche Skulptur. Bei so variablen Formen können derartige kleine Differenzen aber niemals die Aufstellung einer neuen Art rechtfertigen. „Man mag den Dingen nicht immer gleich andere Namen geben, wenn sie in etwas variieren" (Quenstedt, Jura p. 437, bei Besprechung von *Plicatula* cf. *armata* aus Braunem Jura δ).

Untersuchte Stücke: 10.

Fundort: Fialpopo.

Sammlung: Wanner.

9. *Dimya* sp.

Taf. XXIII Fig. 1.

Auf den später zu erwähnenden Holzresten sieht man häufig kleine, festgewachsene Schalen mit zahnlosem Schloßrand. Der Abdruck einer feinen Radialskulptur, wie sie den Dimyiden eigen ist, macht es wahrscheinlich, daß sie dieser Gattung angehören.

Untersuchte Stücke: ca. 20.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

10. *Ostrea* sp. *(Exogyra).*

Verschiedene, nicht näher bestimmbare Reste.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

11. *Gryphaea* sp.

Von einer *Gryphaea* ist nur die Wirbelpartie erhalten.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: J. Wanner.

Der Erhaltungszustand und das anhaftende Gestein weisen das Fossil mit ziemlicher Sicherheit in den zweiten Horizont (s. Stratigraphischer Teil).

12. *Nucula Hammeri* Goldf.

Taf. XXII Fig. 1a, 1b.

1826—1833. Goldfuss, Petrefacta Germaniae. Taf. 125 Fig. 1. p. 154.

Die langausgezogenen, hinten stumpf-oval abgerundeten Schalen entsprechen in allen Merkmalen durchaus unserer *Nucula Hammeri*, wie sie Goldfuss[1] begründet hat. Die weit nach vorn gerückten Wirbel, die kleine Lunula, die stumpfwinklig zusammenstoßenden Schloßränder, schließlich der charakteristische, im vorderen Teil etwas rechteckige Umriß der Schale, lassen an der Artzugehörigkeit keinen Zweifel. Besonders das letztgenannte Merkmal unterscheidet sie gut von *N. aalensis* Opp. (vergl. Benecke[2]). Die Wölbung der Schale ist, was schon Quenstedt, p. 313, betonte, sehr variabel. Mein Material umfaßt verschiedene Altersstadien der Form, welche die mit dem Alter zunehmende Verquerung des hinteren Schalenteils gut erkennen lassen. Dabei entspricht ein Stadium vollkommen der etwas älteren *N. jurensis*, wie sie Quenstedt, Taf. 41 Fig. 5 und 6, abbildet. Eine ganz ähnliche Serie der *N. Hammeri* findet sich bei Quenstedt, Taf. 43 Fig. 7—12, dargestellt. Der Autor betont p. 313 ausdrücklich, daß alle Stücke „einer einzigen Lage" entstammen. Die einzelnen Typen der Quenstedt'schen Altersfolge sind durch vollkommen entsprechende Exemplare auch in meinem Material vertreten.

Untersuchte Stücke: 12.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

13. a) *Cucullaea inaequivalvis* Goldf.

Taf. XXII Fig. 2a, 2b.

1826—1833. Goldfuss, Petrefacta Germaniae. Taf. 122 Fig. 12. p. 146.

Die nach hinten verquerten Schalen stimmen in ihrem Umriß gut überein mit Goldfuss' Originalabbildung, ebenso mit der Form, die Quenstedt (Jura), Taf. 43 Fig. 2, darstellt. Beide Klappen

[1] Petrefacta. Taf. 125 Fig. 1. p. 154.

[2] Eisenerzformation. Taf. 13 Fig. 1. p. 169.

tragen eine sehr deutliche radiale Berippung und weichen darin besonders ab von dem durch Benecke, Taf. XIII Fig. 7, wiedergegebenen Exemplar der gleichen Art, das nur vor dem Wirbel einige Radialrippen erkennen läßt. An der rechten Valve stehen die weniger markierten Rippen enger als in der plastischer skulpturierten linken, wie es schon Goldfuss (p. 146) und auch Quenstedt (p. 312) als für die Art charakteristisch betonen. Die Anwachsstreifen sind an beiden Klappen, besonders gegen den Stirnrand zu, recht kräftig. In der Wölbung der Schale stimmen sie ungefähr mit der zitierten Abbildung bei Quenstedt, der aber im Text die Variabilität gerade dieses Merkmals hervorhebt. Jedenfalls fallen die vorliegenden Exemplare durchaus in die Variationsbreite unserer *Cucullaea inaequivalvis* Goldf.

Untersuchte Stücke: 2.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: J. Wanner.

b) *Cucullaea inaequivalvis* Goldf.

Ein sehr mäßig erhaltenes Exemplar zeigt vollständige Übereinstimmung mit den von Jefbie beschriebenen Stücken. Die radiale Berippung ist auch hier recht deutlich und besonders in der besser erhaltenen Wirbelgegend gut markiert.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Fialpopo.

Sammlung: J. Wanner.

14. *Cucullaea* cf. *aalensis* Quenst.

1858. Quenstedt, Der Jura. Taf. 48 Fig. 22. p. 359.

Eine große, radial berippte *Cucullaea* besitzt, soweit die wenig günstige Erhaltung ein sicheres Urteil zuläßt, einen fast quadratischen Umriß. Der stark eingekrümmte Wirbel ist aus der Mediane der Schale nur wenig nach vorn verrückt. Die Skulptur besteht fast ausschließlich aus feinen, aber gut markierten Radialrippen, gegen welche die Anwachsstreifung vollkommen zurücktritt. In der Gestalt der Schale deckt sich die Form ungefähr mit der Quenstedt'schen Abbildung Taf. 48 Fig. 22, p. 359, stimmt andererseits auch mit den von Benecke[1] dargestellten Exemplaren

[1] Eisenerzformation. Taf. XIII Fig. 4—5.

der Art leidlich überein. Sowerby's[1] Figuren taugen wenig zum Vergleich, scheinen in der verquerteren Gestalt des hinteren Schalenteils auch der echten *oblonga* näher zu stehen. Von allen zitierten Figuren abweichend ist die kräftige radiale Berippung an unseren Stücken. Quenstedt's Angabe (Jura p. 359): „Die Vorderseite hat starke Streifen und die rechte Valve auch auf der Mitte feine Linien", darf man wohl auf eine Radialskulptur beziehen. Seine Abbildung zeigt jedenfalls eine solche, allerdings nur schwach. Benecke's Formen besitzen nur in der „Wirbelgegend" „ausstrahlende Rippen", beim Weiterwachsen des Individuums verschwinden sie hinten und bleiben nur „im vorderen Schalenteil" deutlich. Auf die entschieden kräftigere Radialberippung unserer Form möchte ich kein allzugroßes Gewicht legen, darin jedenfalls kein durchaus trennendes Moment anerkennen. Da auch *Cucullaea inaequivalvis* von Jefbie etwas stärkere Rippen besitzt wie die europäische Form, da ferner Gottsche's[2] *C. sparsicosta* aus der argentinischen Kordillere viel deutlicher radial skulpturiert ist als die verwandten europäischen Arten, *C. oblonga* Sow. und *C. truncata* Buck., so wird man darin wohl eher ein Lokalkolorit in der Variationsbreite dieser Formen als bei so viel sonstiger Übereinstimmung ein artentrennendes Merkmal erblicken dürfen.

Untersuchte Stücke: 2.
Fundort: Jefbie.
Sammlung: G. Boehm.
Petrographisch zu Schicht II.

15. *Cucullaea* cf. *oblonga* Sow.

Taf. XXII Fig. 3.

1837. J. Sowerby, Großbritanniens Mineralconchologie. Taf. 206 Fig. 1—2. p. 255.

Eine rechte Schale mit fast vollständig weggewitterter Außenskulptur besitzt in den Formverhältnissen und dem charakteristischen Schloß unverkennbare Merkmale einer *Cucullaea*. Die Schale ist lang nach hinten ausgezogen, die Längserstreckung ungefähr doppelt so groß als die Höhe. Das Bandfeld ist lang und schmal, läßt aber bei dieser Erhaltung keine Skulptur mehr

[1] Conchologie. Taf. 206 Fig. 1—2.
[2] Argentinische Kordillere. Taf. 5 Fig. 13.

erkennen. Auf der Außenseite sind an einer Stelle noch Reste kräftiger Anwachsstreifen sichtbar; es kann sich dabei aber nicht um die oberste Schale handeln; inwieweit auch eine Radialskulptur vorhanden war, ist daher nicht mehr festzustellen.

Von der vorher besprochenen *Cucullaea aalensis* unterscheidet diese Form besonders der langgezogene, mehr rechteckige Umriß der Schale. In dem Verhältnis Höhe zu Länge stimmt mein Exemplar gut zu Sowerby's Angaben p. 255. Die ebenda Taf. 206 Fig. 1 und 2 gegebene Abbildung bringt das allerdings kaum zum Ausdruck. *C. oblonga* aus dem mittleren Dogger von Sully, Calvados (Exemplare in der Freiburger Universitätssammlung) ist in den äußeren Formverhältnissen meinem Exemplar vollkommen identisch. Diese Stücke besitzen auch nur auf dem Wirbel und auf dem vorderen Schalenteil schwache Radialrippen. Ich glaube daher, unser Exemplar trotz seiner mäßigen Erhaltung auf *C. oblonga* Sow. beziehen zu können.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: J. Wanner.

16. *Arca* sp.?

Zwei schlecht erhaltene linke Klappen gehören wahrscheinlich zu dieser Gattung.

Untersuchte Stücke: 2.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm und J. Wanner.

17. *Trigonia* cf. *similis* Agass.

Taf. XXII Fig. 4.

1842—1845. L. Agassiz, Études critiques sur les Mollusques fossiles. Taf. II Fig. 18—21.

Ein mäßig erhaltenes Stück besitzt den charakteristischen Dreieckzahn der linken Schalen. Gegenüber der *costata* aus dem mittleren Braunen Jura zeigt unsere Form eine gedrungene, mehr breite Gestaltung. Die kräftige konzentrische Berippung scheint vor einem undeutlich erkennbaren Radialwulst abzusetzen, an den die Rippen in der Wirbelregion der Schale näher herantreten als weiter unten. Die Arealseite setzt scharf von der Außenseite ab, ist aber bis zu $\frac{3}{4}$ ihrer Ausdehnung von einer *Plicatula* resp.

Ostrea? bedeckt, so daß die Skulptur nur an einer kleinen Stelle durch Präparation freigelegt werden konnte. Schwache Radialrippen, die durch senkrecht zu ihnen laufende Depressionen in längere Knoten geteilt sind, entsprechen den Doggercostaten, insbesondere *Trigonia similis*, ganz gut.

Der Erhaltungszustand des Stückes macht eine genaue Festlegung auf eine der sehr zahlreichen Arten, in die besonders Lycett und Kitchin sich bemüßigt fühlten, die *costata* zu zerlegen, unmöglich. Gut stimmt aber mit unserer Form, soweit die mäßige Erhaltung überhaupt Vergleiche gestattet, *Trigonia similis* Agass.[1] überein, und zwar noch besser als die Originalabbildung des Autors, die Darstellung bei Benecke[2], die mit der vorliegenden den geraden Verlauf der Arealkante und die schwächere Skulptur der Arealfläche gemein hat.

Die von Quenstedt im Jura Taf. 45 Fig. 15 als *costata* abgebildete, die nach ihm mit *similis* Agass. übereinstimmt, zeigt eine kräftigere Skulptur der Arealfläche, wie sie den Formen aus Braunem Jura β überhaupt eigentümlich ist, und eine geschweiftere Arealkante, wie sie auch Agassiz' Originale aufweisen. In der Wertung dieser geringen, in sich wieder sehr variierenden Unterschiede möchte ich ganz Quenstedt's Ansicht teilen, der sich darüber p. 335 folgendermaßen ausläßt: „Es verrät immerhin noch eine Stufe der Kindheit im Fortschritt der Wissenschaft, solange man meint, nach jeglichen anderen Knötchen oder Streiflein eine Spezies festgestellt zu haben."

Untersuchte Stücke: 1.
Fundort: Fialpopo.
Sammlung: J. Wanner.
Zusammen mit *Plicatula*.

18. a) *Astarte* inter *pisum* Koch et Dunker et *aalensis* Opp.

Taf. XXII Fig. 5a, 5b, 6.

Syn. *Astarte pisum* Koch et Dunker.
Astarte aalensis Opp.

Eine kleine, in den Größenverhältnissen etwas schwankende *Astarte* findet sich in Schicht II sehr häufig. Der nach vorn etwas

[1] Études critiques etc. Taf. 2 Fig. 18—21.
[2] Eisenerzformation. Taf. 13 Fig. 9—14.

eingebogene Wirbel ist meist mehr oder weniger zugeschärft, an einzelnen Stücken aber vollständig gerundet; seine ziemlich zentrale Lage bedingt einen fast symmetrischen Umriß der Schale. 15 bis 23 feine, aber deutlich markierte konzentrische Rippen laufen über die Schale, deren Innenrand, was wenigstens 1 Exemplar beobachten ließ, gekerbt ist. Die Wölbung der Schalen ist zumeist mäßig stark. Es kommen aber auch recht rundliche Formen vor, während ganz komprimierte fehlen. Die Art der Skulptur, Stärke und Abstand der einzelnen Rippen ist nur geringen Schwankungen unterworfen, die in der Gegend des jeweiligen Stirnrandes wohl auch mit Altersdifferenzen in Zusammenhang stehen. Die ziemlich konstante Durchschnittshöhe beträgt 5 mm, doch kommen auch größere Formen vor, so daß die Art hier den gleichen Größenschwankungen unterworfen war, wie sie Benecke's[1] Abbildung Taf. 16 Fig. 9—11 für die elsässischen Formen veranschaulicht.

Ein Teil unserer Exemplare zeigt vollständige Übereinstimmung mit den von Benecke[1] dargestellten, zu *A. aalensis* Opp. gezogenen Astarten. Andere wieder entsprechen in der stärkeren Rundung der ganzen Schale und in einem „ziemlich dicken" Wirbel *A. pisum* Koch et Dunker. Als intermediäre Form kann das Taf. XXII Fig. 5 abgebildete Exemplar gelten, das in der stärkeren Wölbung *pisum*, in dem zugeschärften Wirbel *aalensis* entspricht. Sehr schön zeigt das Stück ferner die kleine, ei- bis herzförmige Lunula und die schmale, lanzettförmige Area, beide ziemlich eingetieft.

Wenn schon Benecke (l. c. p. 222) bei einer Erörterung der Beziehungen beider Formen zueinander nur die stärkere Wölbung der *Astarte pisum* als wirklich unterscheidend anerkennt, so zeigt unser Material, daß auch dieses Differenzmerkmal jetzt fallen muß: Beide „Typen" sind in der Variationsbreite unserer Form enthalten; sie werden daher in Europa nur als Lokalvarietäten, nicht als Arten aufzufassen sein. Ob aber in diesen Formenkreis auch noch *A. pulla* Roemer[2] einzuziehen ist, wie es Brauns[3] getan hat, scheint mir doch recht zweifelhaft; die grobrippige (Roemer gibt 6—8 Rippen an) und auch zumeist

[1] Eisenerzformation. Taf. 16 Fig. 9, 10, 11. p. 221.

[2] Versteinerungen des norddeutschen Oolithengebirges. Taf. 6 Fig. 27. p. 113.

[3] Der mittlere Jura in Nordwestdeutschland. p. 228.

größere *A. pulla* ist von der engrippigen *A. pisum* doch wohl zu verschieden. Will man aber den Artbegriff so weit fassen, „dann", bemerkt Benecke sehr richtig, „müßte eine ganze Anzahl dieser kleinen Formen zusammengezogen werden". Derartige Zusammenziehungen werden aber nur dann von Nutzen sein, wenn sie mit der nötigen Kritik vorgenommen werden und in der Namengebung auch den Lokalvarietäten Rechnung tragen. Ich nenne meine Form deshalb *A.* inter *pisum* et *aalensis.*

Untersuchte Stücke: 20.
Fundort: Jefbie.
Sammlung: G. Boehm.

b) *Astarte* inter *pisum* Koch et Dunker et *aalensis* Opp.

Einige schlecht erhaltene Stücke können auf diese Art bezogen werden. In Größe und Skulptur stimmen sie, soweit feststellbar, mit den Jefbie-Stücken überein. Ein Exemplar erreicht allerdings ca. die doppelte Größe. Da es zu schlecht erhalten ist, kann ich es hier nicht berücksichtigen.

Untersuchte Stücke: Mehrere.
Fundort: Fialpopo.
Sammlung: J. Wanner.

19. *Astarte elegans major* Ziet.

Taf. XXII Fig. 8—12.

1830. C. H. v. Zieten, Die Versteinerungen Württembergs. Taf. 62 Fig. 1.

Die außerordentlich dickschalige *Astarte* besitzt einen querovalen Umriß. Der Wirbel liegt zumeist ziemlich weit vorn, so daß die vordere Schalenhälfte verkürzt erscheint. Konstant ist dieses Verhalten aber nicht; bei einigen Stücken hat der Wirbel eine mehr zentrale Lage, die Schale somit eine symmetrische Gestalt. Die Lunula ist meist klein, an unverdrückten Schalen oval bis eiförmig und mäßig eingetieft. Die Area ist lang und schmal und greift etwas tiefer zwischen beide Klappen ein. Die äußerst kräftige Skulptur wird von 20—25 konzentrischen Rippen oder Wülsten gebildet, zwischen denen feine Anwachsstreifen in gleicher Richtung verlaufen. Der Schalenrand ist gekerbt. Das Schloß, das an einigen Exemplaren freigelegt werden konnte, ist ein normales *Astarte*-Schloß.

Einige Exemplare stimmen gut mit der von ZIETEN (l. c. Taf. 62 Fig. 1) als *Astarte elegans major* abgebildeten Form überein, desgleichen mit der GOLDFUSS'schen Darstellung der synonymen *A. detrita*, Taf. 134 Fig. 13. Andere wieder zeigen in einer etwas gröberen Berippung, in einer etwas stärkeren Verquerung der Schale Ähnlichkeit mit *A. Andium* GOTTSCHE[1]. Von dieser Form soll sich nach GOTTSCHE *A. elegans major* ZIET. unterscheiden durch „die weniger schiefe Form und die beträchtlich größere Anzahl scharfer Rippen". Mag das erste Differenzmerkmal als richtig gelten, die Anzahl der Rippen wird man kaum als „beträchtlich größer" bezeichnen können. Für *A. Andium* gibt GOTTSCHE 25 an, ZIETEN's Originalfigur zeigt 30, GOLDFUSS' Darstellung der synonymen *A. detrita* 28—29. Was nun die spezielle Art der Berippung angeht, so gebraucht GOTTSCHE für seine neue Art die Bezeichnung „Runzeln", die, nach der Figur zu urteilen, auch durchaus angebracht erscheint. ZIETEN's und GOLDFUSS' Abbildungen dagegen zeigen schärfer markierte Rippen. Unsere Formen stehen auch hier mehr in der Mitte. Die große, Taf. XXII Fig. 9 abgebildete Form besitzt an den Rändern der Schale gut markierte Rippen, die, nach der Schalenmitte sich verbreiternd, „Runzeln" immer ähnlicher werden. Möglicherweise handelt es sich hierbei aber nur um eine Abreibung, da andere Exemplare auch auf der Schalenmitte Skulpturelemente besitzen, die man nur als Rippen und nicht als Runzeln bezeichnen kann. Jedenfalls erscheinen mir die von GOTTSCHE betonten Differenzmerkmale zwischen *A. Andium* und *A. elegans major* ZIET. so geringfügiger Natur, daß sie eher für 2 Lokalvarietäten als für 2 Arten sprechen.

Ich löse deshalb die vorliegenden Formen nicht in 2 Arten auf, je nachdem einzelne Stücke etwas verquerter sind oder 3 Rippen mehr tragen, sondern stelle sie zu *A. elegans major* ZIET. Wenn ein wenig Lokalkolorit in der Variation jedesmal die Aufstellung einer neuen „Art" rechtfertigen sollte, so würden wir die Variation, die doch etwas allem Lebendigen durchaus Eigentümliches ist, in lauter Namen ertränken und bald müßte das Bewußtsein verkümmern, daß alles Organische flüssig und wandelbar ist.

Ich teile hier die Ansicht von BENECKE, der bei Beschreibung der *A. elegans* p. 216 sagt: „Die Variabilität ist hier so groß, daß,

[1] Argentinische Kordillere. Taf. VII Fig. 9. p. 29.

wenn man derselben durch Benennung Rechnung tragen will, man keine Grenze fände." Eine der QUENSTEDT'schen ähnliche Trinomenklatur, wie sie WEPFER[1] kürzlich vorgeschlagen hat, scheint mir in derartigen Fällen doch das Richtigste zu sein, das die wirklichen Beziehungen am klarsten zum Ausdruck bringt.

Untersuchte Stücke: 9.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. BOEHM, J. WANNER.

20. *Astarte* aff. *Nicklèsi* BENECKE.

Taf. XXII Fig. 7.

1905. W. BENECKE, Die Versteinerungen der Eisenerzformation. Taf. 16 Fig. 6, 7. p. 217.

Durch Form und Skulptur ist von den eben beschriebenen eine *Astarte* von Fialpopo leicht zu unterscheiden. Etwas länger als hoch mit weit nach vorn gerücktem Wirbel erinnert sie an *Astarte Nicklèsi* BEN. Mit dieser Form stimmt vor allem die Skulptur gut überein: Am Wirbel deutliche, konzentrische Rippen, die weiter unten in Streifen und Bänder zerfließen und schließlich nur noch an kleinen Aufwulstungen der Anwachsstreifen zu beobachten sind. In der Gegend des Stirnrandes erscheint die Schale fast glatt. Der Innenrand ist gekerbt. Die große, ovale Lunula ist ziemlich eingetieft, die Area steil, aber weniger tief in die Schale eingelassen.

Der Absturz der Vorderseite ist bei unserer Form stärker als an den von BENECKE abgebildeten Stücken, erinnert darin aber an die von QUENSTEDT im Jura Taf. 61 Fig. 2 wiedergegebene *Astarte*, die dieser Autor unter dem Namen *maxima* anführt, die BENECKE aber in die Verwandtschaft seiner *Nicklèsi* stellt. Eine ähnliche verwandtschaftliche Stellung dürfte auch unserer Form zukommen.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Fialpopo.

Sammlung: J. WANNER.

21. *Astarte* sp.

Das Schalenfragment einer mittelgroßen *Astarte* zeigt in dem zugerundeten Unterrand, in der kräftigen, von scharfen Rippen gebildeten Skulptur, schließlich in den Größenverhältnissen mit

[1] Die Gattung *Oppelia* p. 6.

Astarte elegans Sow. Übereinstimmung. Ob es aber dieser oder einer von den vielen anderen mittelgroßen Formen angehört, läßt sich nicht entscheiden. Das Fragment befindet sich auf dem Taf. XXIV Fig. 1 abgebildeten Gesteinsstück.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

Gastropoda.

22. *Amberleya* aff. *Orbignyana* Hudl.

Taf. XXIII Fig. 2a, 2b, 2c.

1847. W. H. Hudleston, A monograph of the inferior oolite Gastropoda. Taf. 22 Fig. 7—8. p. 285.

Die tiefen Nähte bewirken eine sehr plastische Modellierung, die durch kräftige, ungeknotete Spiralkiele unterstützt wird. Von 5 Spiralkielen der letzten Windung — die fragmentäre Erhaltung macht es wahrscheinlich, daß es 6 oder 7 waren — sind an den älteren Umgängen 2 sichtbar geblieben. Feine, aber deutlich markierte Querstreifen schneiden die spirale Skulptur fast senkrecht. Spitze und Mündung ist an keinem Stück erhalten, die Anzahl der Umgänge daher nicht festzustellen.

Die Schalen stimmen ziemlich gut überein mit der von Hudleston[1] dargestellten *Amberleya Orbignyana* Hudleston. Nach dieser Abbildung besitzt die Form allerdings schwach geknotete Spiralkiele, während meine Stücke von Knotung kaum Spuren erkennen lassen. Hudleston stellt nun aber zu seiner Art auch *Purpurina ornata* d'Orb., die nach d'Orbigny's Abbildung Taf. 330 Fig. 4 und 5 sehr stark, viel stärker geknotet ist als Hudleston's *Orbignyana*. Den jeweiligen Grad der Knotenbildung hat dieser Autor als einen artentrennenden Unterschied also nicht gelten lassen, und es scheint dieses Differenzmerkmal bei den Gastropoden überhaupt, in Anbetracht ihrer großen Variabilität, nur bedingten Wert zu besitzen. Ich glaube deshalb, meine Formen in die Verwandtschaft der Hudleston'schen Art stellen zu können.

Untersuchte Stücke: 4.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm und J. Wanner.

[1] Inferior oolite Gastropoda. Taf. 22 Fig. 7 u. 8. p. 285.

23. *Scalaria* ?.

Auf einem Gesteinsstück befindet sich neben einer *Plicatula spinosa* ein Schneckenschalenrest, drei Umgänge umfassend. Die mäßige Erhaltung läßt gerade noch die Gestaltung der Schale und eine aus vertikal verlaufenden Rippen bestehende Skulptur erkennen. Außerdem mögen hierher einige Schneckendurchschnitte gehören, die in einem größeren Gesteinsbruchstück sichtbar sind.

Untersuchte Stücke: Mehrere.

Fundort: Fialpopo.

Sammlung: J. Wanner.

Ammonoidea.

Unter den Ammoniten sind nur sehr wenige Gattungen vertreten und eigentlich nur eine, die Harpoceren, von größerer Bedeutung. Da der Erhaltungszustand und die Art der Fossilisation bei der Gliederung des Profils eine wichtige Rolle spielen, so habe ich jeder Artbeschreibung eine diesbezügliche Bemerkung beigefügt.

24. *Harpoceras aalense* Ziet.[1]

Taf. XXIII Fig. 3a, 3b.

1890. S. S. Buckman, A monograph on the Inferior Oolithe Ammonites of the British Islands. Taf. 32 Fig. 11—12. p. 191.

Von einem verkiesten Steinkern ist etwas mehr als ein halber Umgang sehr gut erhalten; der übrige Teil der Schale steckt in einer Schwefelkiesknolle.

Die Schale ist ziemlich involut. Die schnell an Höhe zunehmenden Umgänge umfassen die vorhergehenden zur Hälfte. Der Querschnitt (Textfig. 1) ist länglich-oval, der Rücken mäßig zugeschärft und mit einem Kiel versehen. Die Skulptur tritt wenig plastisch hervor und verflacht nach vorn sichtlich. Sie besteht aus typischen Sichelrippen, die meist 2 und 2 am Nabelrand zusammenlaufen, manchmal auch, besonders im vorderen Teil der Schale, erst in der Flankenmitte aufsetzen. Wie der Querschnitt zeigt, sind die Flanken nach dem Nabel zu stark eingezogen, setzen also immer mit einer deutlichen Nabelkante ab.

[1] Es handelt sich um den im Profil (Textfig. 12) angegebenen „kleinen Ammoniten".

Die Lobenlinie (Textfigur 2) stimmt im allgemeinen mit *Grammoceras* überein. Der Mittelsattel ist wenig spitzwinklig, wie es *radians*, *fluitans* und etwas ausgeprägter *aalense* zeigen. Der 1. Seitensattel zieht meist ebenso hoch hinauf wie der Externsattel, an einigen Loben sogar ein wenig höher. Ähnliches kann man an jüngeren Windungen von *radians* häufig beobachten. Mit *aalense* stimmt die Teilung jedes Lobus' in 3 kleine, divergierende Äste überein, wie es so regelmäßig *radians* und *fluitans* nicht zeigen. Die Teilung des Externsattels in 2 Partien ist nicht

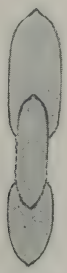


Fig. 1. Querschnitt des auf Taf. XXIII Fig. 3a, 3b abgebildeten *Harpoceras aalense* Ziet.

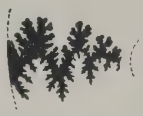


Fig. 2. Lobenlinie des auf Taf. XXIII Fig. 3a, 3b abgebildeten *Harpoceras aalense* Ziet.

so deutlich, wie es für die *Grammoceras*-Gruppe stets angegeben wird, da 2 fast gleichstarke Äste des Externlobus in seine Siphonalseite hineinsetzen. Der 1. der beiden Hilfsloben steht etwas schief zum 2. Laterallobus.

Die große Variationsbreite des *Harpoceras aalense* ist schon genügend bekannt. Es kann daher nicht wundernehmen, wenn die vorliegende Form mit keiner Abbildung bis ins einzelne übereinstimmt. Vergleicht man die Darstellungen bei Benecke[1] Buckman[2], Wright[3], Vacek[4], Zieten[5], Quenstedt[6], so erkennt man leicht, in welchen Merkmalen diese Art inkonstant resp. sehr variabel ist. Da wäre zuerst der stark wechselnde Grad der Ein-

[1] Eisenerzformation. Taf. 47 Fig. 2—6.
[2] Inferior Oolithe Ammonites. Taf. 32 Fig. 1—12.
[3] Lias Ammonites. Taf. 82 Fig. 1—4.
[4] Cap San Vigilio. Taf. 7 Fig. 11—15.
[5] Versteinerungen Württembergs. Taf. 28 Fig. 3.
[6] Ammoniten. Taf. 54 Fig. 1.

rollung zu nennen, dann die Gestaltung des Rückens und die Form des Querschnitts, schließlich die Stärke der Berippung, die nach den jüngeren Windungen zu manchmal schwächer, manchmal kräftiger wird. Als ziemlich konstant dagegen erweisen sich die Bündelung der Rippen, der steile Flankenabfall zum Nabel unter Bildung einer mehr oder weniger gerundeten Nabelkante, sowie das Vorhandensein eines Vollkiels. Und diese Merkmale sind für die vorliegende Form durchaus charakteristisch.

Bis auf etwas geringere Einrollung stimmt mit unserer Form in der Art der Berippung und im Verflachen der Skulptur auf dem jüngsten Umgang am besten der von Buckman (l. c. Taf. 32 Fig. 11 u. 12) als *Grammoceras* sp. abgebildete Ammonit. Der Autor äußert sich über die Stellung des Stückes p. 191 folgendermaßen: „Vacek's figure (Pl. IX fig. 6) represents a form which differs from *Grammoceras fluitans* in being considerably more compressed, and in this respect it is to a certain extent intermediate between that species and *Grammoceras aalense*. It, however, differs from the latter by the absence of united ribs in the inner whorls. The specimen which I have had depicted seems to agree very well with Vacek's figure; but as it possesses no centre I cannot say much about it."

Unser Stück entfernt sich noch etwas mehr in der Richtung nach *Harpoceras aalense*, in dessen Variationsbreite es direkt hineingehört. Auf die geringen Abweichungen im Bau der Lobenlinie kann ich gar kein Gewicht legen.

Von den zahlreichen Abbildungen des *H. aalense* und verwandter Formen möchte ich ferner als sehr ähnlich den bei Benecke (l. c. Taf. 47 Fig. 5) unter dem Namen *H.* cf. *aalense* dargestellten *Harpoceras* hervorheben. Von der Stammform weicht dieses Stück besonders durch die ungebündelten Rippen der inneren Umgänge ab. Der letzte halbe Umgang trägt aber durchaus das Gepräge eines *aalensis* und stimmt, bis auf das stärkere Hervortreten einiger Rippen, mit unserem Exemplar gut überein.

Ein weiteres, etwas verwaschenes Stück aus der Sammlung Wanner dürfte derselben Art angehören.

Untersuchte Stücke: 2 und 1 kleineres Fragment.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

Erhaltung: Verkiest.

25. *Harpoceras* cf. *radians gigas* Quenst.

1883—1885. Quenstedt, Die Ammoniten des schwäbischen Jura.

Ein recht mäßig erhaltener, etwas verdrückter Ammonit könnte zu dieser Art gehören. Eine Skulptur scheint nur auf die inneren Windungen beschränkt zu sein und besteht hier aus ziemlich geraden, kaum an eine Sichelform erinnernden Rippen. Wo Teile der Schale erhalten sind, zeigt sich auf allen Windungen eine feine sichelförmige Anwachsstreifung. Die steil abfallende Nabelfläche erinnert mehr an *aalense* und verwandte Formen. Die Lobenlinie stimmt mit *Grammoceras* gut überein, soweit sie zu verfolgen war. Der Rücken ist etwas zugeschärft und trägt einen deutlich abgesetzten Kiel. Eine definitive Bestimmung ist unmöglich.

Untersuchte Stücke: 1.
Fundort: Jefbie.
Sammlung: G. Boehm.
Erhaltung: Verkiest.

26. *Harpoceras* cf. *variable* var. *dispansum* Lyc.

Taf. XXIII Fig. 6a, 6b.

Syn. *Harpoceras dispansum* Lyc.

1878—1886. Th. Wright, Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands. Taf. LXVII Fig. 3—4.

Der abgebildete Steinkern gehört einer ziemlich evoluten Form mit flachem Gehäuse an. Da dem Exemplar mindestens noch ein ganzer Umgang fehlt, was aus einer schwachen Depression der Flanken an der Außenseite hervorgeht, so handelt es sich um eine recht stattliche Form, die den Individuen der Art aus Europa an Größe nicht nachsteht. Der Querschnitt der einzelnen Umgänge ist länglich-oval. Der wenig zugeschärfte Rücken setzt gegen die Flanken mit einer Wölbung ab, besitzt also im Querschnitt nicht die langgezogene Gestalt, die beim Typus der Art durch ein gleichmäßiges Zusammenlaufen beider Flanken nach der Dorsalseite zustande kommt. Er trägt, wie die an einer Stelle erhaltene

Fig. 3. Querschnitt des auf Taf. XXIII Fig. 6a, 6b abgebildeten *Harpoceras* cf. *variabile* var. *dispansum* Lyc.

Schale zeigt, einen deutlichen Hohlkiel, der aber nicht die der Art sonst eigentümliche Zuschärfung aufweist.

Die Skulptur ist wenig plastisch. Stark geschwungene Rippen, die schon vor dem Kiel vollständig ausflachen, laufen meist zu 2 und 2 an der Nabelkante zusammen und bilden hier niedrige, wulstartige Erhebungen von länglicher Gestalt. Da mein Exemplar an der Innenseite des letzten halben Umgangs etwas abgerieben ist, erscheinen die Wülste flacher, als sie ursprünglich gewesen sein mögen.

Die inneren Umgänge zeigen weniger geschwungene, mehr gerade Rippen, die aber schon sehr bald das Konvergieren nach der Nabelkante und das Auftreten kleiner Wülste beobachten lassen.

Die Nabelkante ist scharf abgesetzt; von ihr fällt eine wenig konkave Nabelfläche, wie sie Benecke[1] (p. 61) für einen *H. dispansum* nahestehenden Harpoceren angibt, sehr steil zum Nabel ein. Der Hochmündigkeit der Form entsprechend sind außer den 2 Hauptnoch 3 Hilfsloben vorhanden. In der stärkeren Zerschlitzung weicht die Lobenlinie (Textfig. 4) vom eigentlichen *dispansum* ab und

Fig. 4. Lobenlinie des auf Taf. XXIII Fig. 6a, 6b abgebildeten *Harpoceras* cf. *variabile* var. *dispansum* Lyc.

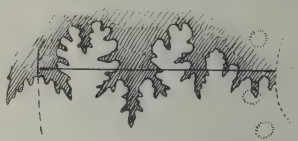


Fig. 5. Lobenlinie von *Harpoceras variabile* d'Orb. nach Benecke, Eisenerzformation. Taf. XLIX Fig. 5.

entspricht mehr den Loben von *H. variabile*, wie sie Benecke[2] abbildet. Mit dieser Darstellung Benecke's (s. Textfig. 5) stimmt unsere Lobenlinie auch in Einzelheiten vortrefflich überein. Besonders auffällig ist dabei die ganz gleiche Gestaltung des 2. Lateral-lobus. In beiden Fällen bildet die Längserstreckung dieses Lobus einen schwachen Bogen, dessen konvexe Seite nach außen gerichtet ist. Während die Innenseite ziemlich glatt, jedenfalls ohne stärkere Auszackungen verläuft, zeigt die Außenseite viele kleinere und größere Auszackungen, die z. T. recht tief in den 1. Lateral-

[1] Jura in Deutsch-Lothringen.

[2] Eisenerzformation. Taf. XLIX Fig. 5.

sattel einspringen. Dieses Verhalten läßt der 2. Lateral meines Exemplars an allen, selbst den jüngsten Windungen beobachten, deren Lobenlinien sonst natürlich in einer einfacheren Zerschlitzung abweichen.

Die gleiche Gestaltung dieses Lobus, insbesondere die reichere Zerschlitzung der Außenseite, besitzt ferner die Lobenlinie eines *H. variabile*, den Wright (l. c. Pl. LXVII Fig. 1) abbildet (s. Textfig. 6). *H. dispansum* scheint diese Eigentümlichkeit nur in ganz

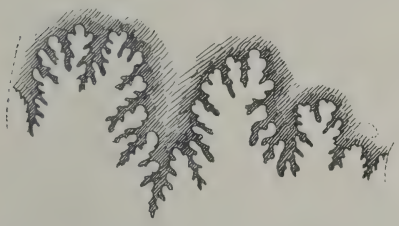


Fig. 6. Lobenlinie von *Harpoceras variabile* d'Orb. nach Wright, Lias Ammonites. Taf. LXVII Fig. 1.

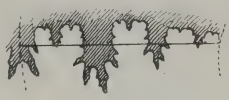


Fig. 7. Lobenlinie von *Harpoceras dispansum* Lyc. nach Benecke, Eisenerzformation. Taf. XLIX Fig. 4.

geringem Grade zu besitzen. Benecke's[1] Darstellung Taf. XLIX Fig. 4 (Textfig. 7) zeigt sie kaum, die Abbildung bei Haug[2] nur in schwachem Maße.

Unserem Exemplar am ähnlichsten ist, abgesehen von der dort stärkeren Zuschärfung des Rückens, die Abbildung bei Wright (l. c. Pl. LXVII Fig. 3 und 4). Dieser Autor hat bekanntlich *H. dispansum* in die Formenbreite des *H. variabile* gestellt, aber eine „dispansian form" als Varietät unterschieden. Später ist Buckman[3] wieder für eine artliche Trennung eingetreten und hat als Hauptunterschied den rundlich ovaleren Querschnitt und die knotenartigen Verdickungen des *H. variabile* gegenüber einem länglich-ovalen Querschnitt und länglich-wulstartigen Verdickungen des *H. dispansum* genannt. Vergleicht man die Abbildungen in der Literatur, so erkennt man alsbald, daß *H. dispansum* gerade in der Form des Querschnitts nicht unwesentlich variiert. Gegenüber der hochmündigen, flachen Form mit sehr zugeschärften

[1] Eisenerzformation.
[2] Ammonitengattung *Harpoceras*. Taf. XII Fig. 17b.
[3] Inferior oolithe ammonites.

Rücken bei Wright (l. c. Pl. LXIX Fig. 3 und 4) zeigt die Abbildung bei Janensch[1] unter dem Namen *H.* cf. *dispansum* einen Harpoceren von recht ovalem Querschnitt mit ziemlich stark zugerundetem Rücken. Dasselbe Exemplar weicht vom Typus auch in der Gestaltung der Wülste ab, die nach Janensch (p. 84) die Form von „umfangreichen, rundlichen, buckelförmigen Auftreibungen" besitzen. In beiden genannten Merkmalen scheinen mir zwischen *H. dispansum* und *variabile* doch keine konstanten Unterschiede zu bestehen, die zu einer Artentrennung berechtigen. Der von Janensch abgebildeten Form muß man doch wohl in diesen Merkmalen eine durchaus intermediäre Stellung zusprechen. Ebenso kann ich in Gestalt und Bündelung der Rippen keine durchgreifenden Differenzen erkennen. Die Lobenlinie mag allerdings im allgemeinen bei *H. variabile* stärker geschlitzt sein als bei *H. dispansum.* Doch auch dieses Merkmal ist nicht konstant; denn meine Form, die nach Skulptur und Querschnitt dem Typus des *dispansum* viel näher steht als dem Typus des *variabile*, besitzt eine Lobenlinie, die in Zerschlitzung und Einzelheiten mit der von *H. variabile* sehr gut übereinstimmt. Auf der anderen Seite ist ja die große Variabilität von *H. variabile* in Umgangshöhe und Querschnitt bekannt. Ist es unter diesen Umständen wirklich zweckmäßig, zwei Formen, die im gleichen Horizont liegen, die in ihren Merkmalen nicht scharf voneinander zu scheiden, vielmehr durch Übergänge miteinander verbunden sind, als zwei verschiedene Arten aufzufassen? Nach meiner Meinung kann es sich hier lediglich um verschiedene Varianten einer Art handeln. Wenn in England *H. variabile* häufiger ist als *H. dispansum*, in Deutschland dagegen *dispansum* die vorherrschende Form, so erklärt sich das einfach und natürlich aus einem Lokalkolorit in der Variationsmöglichkeit. Sollen die verschiedenen Varianten einer Art aber verschiedene Namen erhalten — und das scheint bei einer mehr oder weniger lokalen Beschränkung der einzelnen Typen ja auch wünschenswert —, so ist eine der Quenstedt'schen Trinomenklatur ähnliche Namengebung die einzig richtige Methode, da sie allein uns das Bewußtsein erhält, daß wir es mit organischen und nicht mit anorganischen Gebilden zu tun haben. *H. dispansum* ist als *H. variabile* var. *dispansum* zu bezeichnen.

[1] *Jurensis*-Schichten. Taf. 5 Fig. 4.

In der Variationsbreite *variabile—dispansum* nimmt unsere Form, worauf ich ja oben schon hinwies, eine Mittelstellung ein. Die Skulptur reiht sie unter die extremen *Dispansum*-Formen ein, während Lobenlinie und stärkere Zurundung des Rückens sie der engeren Verwandtschaft des *Variabile*-Typus näher rücken.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: J. Wanner.

Erhaltung: Verkiest.

27. *Harpoceras* cf. *toarcense* d'Orb.

Taf. XXIV Fig. 1.

1878—1886. Th. Wright, Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands. Taf. 84 Fig. 4.

In einem „Bonebed" von Muschelschalen und kleinen, schlecht erhaltenen Ammoniten sind einige größere Harpoceraten mit der Schale erhalten. Da die Lobenlinie demnach nicht zu beobachten ist, können uns nur Skulptur und Gesamthabitus einige Anhaltspunkte zur Bestimmung abgeben.

Die innersten Windungen der ziemlich evoluten Schale sind vollständig glatt. Erst wenn die Schale eine Größe von ca. 8 mm erreicht hat, setzen in halber Umgangshöhe flache, gerade Rippen auf, die in dieser Form, nur etwas markierter und etwas näher am Nabel beginnend, auch noch die 2 cm große Schale charakterisieren. Von hier an werden die Rippen immer kräftiger und rücken gleichzeitig weiter voneinander ab; in ihrem mittleren Teil macht sich ein flaches Ausbiegen nach hinten, im oberen ein schwaches Vorziehen bemerkbar, und diese Abänderung führt schließlich im jüngeren Teil der Schale zu ausgesprochenen Sichelrippen. Stets aber liegt der Ansatzpunkt der Rippen ziemlich hoch, so daß der gewölbte, wenig steile Flankenabfall zum Nabel — etwa $\frac{1}{4}$ der Umgangshöhe — glatt bleibt.

Die eben geschilderte Entwicklung der Skulptur deckt sich mit dem, was Branco[1] über die Berippung von *Harpoceras striatulum* resp. *toarcense* sagt. Eine feinere Streifung der Schale, wie sie dieser Autor ebenda hervorhebt, fehlt unseren Stücken. Einige flache wulstartige Bänder, die zwischen den vordersten Rippen diesen parallel laufen, kann man nicht wohl als solche bezeichnen.

[1] Unterer Dogger. p. 72.

Der Querschnitt muß länglich-oval gewesen sein, mit einer schwachen Verbreiterung nach dem Rücken zu. Sicheres läßt sich darüber nicht aussagen, da die Unterseite der Schalen und der Rücken stets verquetscht sind. Letzterer scheint aber ziemlich breit und wenig abgerundet gewesen zu sein. Er trägt einen Kiel, der auf beiden Seiten von 2 glatten Bändern begleitet wird, an denen die Rippen auslaufen. Die Breite dieser Rückenbänder ist nicht mehr festzustellen.

In Art und Weite der Berippung und im Vorhandensein von zwei glatten, den Kiel jederseits begleitenden Bändern besitzt unsere Form Merkmale des *H. toarcense* d'Orb., wie sie Buckman (l. c. p. 170 ff.) für diese Art gegenüber *H. striatulum* hervorhebt. Von den zahlreichen Synonymen der Art — vergl. darüber Buckman (l. c. p. 169, 170) und Janensch (l. c. p. 91) — zeigt die meiste Übereinstimmung mit unserer Form die Abbildung bei Wright (l. c. Taf. 84 Fig. 4). Abweichend ist allerdings die niedrigere Umgangshöhe des englischen Exemplars, ein Unterschied, den unserer Form gegenüber auch die Abbildungen von d'Orbigny (Pl. 57), von Janensch (Taf. III Fig. 2, 2 a), von Benecke — 2 — (Taf. V Fig. 4, 6), von Steinmann (Fig. 24, auf der Tafel irrtümlich 32) und Quenstedt[1] (Taf. 52 Fig. 1, 2) aufweisen. Gut dagegen stimmt in dieser Hinsicht die Abbildung eines jungen Individuums bei Branco (Taf. I Fig. 3). Auf eine derartige Abweichung gegenüber fast allen abgebildeten Exemplaren der Art wird man aber bei der bekannten Variationsfähigkeit der *Grammoceras*-Formen in Involutität und Umgangshöhe keinen Wert legen dürfen. In der Variationsbreite *striatulum—toarcense* fallen unsere Formen unter die Extreme des Pols, der *Harpoceras toarcense* d'Orb. und Verwandte umfaßt.

Untersuchte Stücke: 2 größere und 5 Jugendformen.

Fundort: Jefbie, Schicht 2.

Sammlung: G. Boehm.

28. *Harpoceras toarcense* d'Orb.

Taf. XXIII Fig. 4.

1890. S. S. Buckman, A monograph on the Inferior Oolithe ammonites of the British Islands. Taf. 28 Fig. 10.

---

[1] Ammoniten.

Mit dieser Art stimmt ein verkiester Steinkern in Formverhältnissen und Skulptur sehr gut überein. Die von den älteren nach den jüngeren Windungen schärfer hervortretenden S-förmigen Rippen setzen auf ca. $\frac{1}{4}$ Flankenhöhe an, so daß eine flach abfallende Nabelfläche frei bleibt. Der breite Rücken trägt einen Kiel, den jederseits ein glattes Band begleitet. Da unser Exemplar dem von Buckman (l. c. Taf. XXVIII Fig. 10) abgebildeten in Form und Skulptur vollständig gleicht, erübrigt sich eine eingehende Beschreibung.

Bemerkenswerte Übereinstimmung herrscht weiterhin in der Lobenlinie mit der von Buckman Taf. XXVIII Fig. 6 abgebildeten. Als charakteristisch könnte man besonders das starke Zurückspringen des 2. Laterallobus hervorheben, der an meinem Exemplar wie auch bei demjenigen Buckman's außerordentlich viel kleiner ist als der 1. Als Artmerkmal kann dieser Eigentümlichkeit aber nur geringe Bedeutung zugesprochen werden. Denn einen sehr kurzen 2. Lateral besitzen fast alle breitrückigen Gattungen, Arten und Varietäten der Harpoceraten, also die Hildoceraten und Lioceraten mit wenigen Ausnahmen, besonders auch die Gruppe des *Harpoceras boscense*; ferner aber auch, und das scheint mir das Bemerkenswerteste, die breitrückigen Varietäten der engeren *Radians*-Gruppe, denen im allgemeinen eine seriale Lobenlinie eigentümlich ist. Wir finden also sehr kurzen 2. Laterallobus unter den Harpoceraten stets auf breitrückige Formen beschränkt. Ich möchte daher, besonders im Hinblick auf die wechselnden Verhältnisse in der *Radians*-Gruppe, zwischen besonderer K ü r z e des 2. Laterals und größerer B r e i t e des Rückens eine Korrelation vermuten, die es verbietet, bei A r t bestimmungen auf dieses Merkmal großen Wert zu legen.

Fig. 8. Lobenlinie des auf Taf. XXIII Fig. 4 abgebildeten *Harpoceras toarcense* d'Orb.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: J. Wanner.

Erhaltung: Verkiest.

Zusammen mit: Rest einer *Lima* (?)

29. *Harpoceras* cf. *toarcense* d'Orb.

Textfig. 9.

Fig. 9. Querschnitt eines *Harpoceras* cf. *toarcense* d'Orb. von Fialpopo.

1890. S. S. Buckman, A monograph on the Inferior Oolithe Ammonites of the British Islands. Taf. XXVIII Fig. 7—8.

Auf diese Art beziehe ich 2 Steinkerne von Fialpopo. Sie entsprechen recht gut der von Buckman wiedergegebenen Form und weichen von dem oben besprochenen Stück von Jefbie nur in der etwas geringeren Windungshöhe ab. Die Lobenlinie ist die gleiche, jedenfalls der 2. Lateral-lobus auch hier außerordentlich klein. Eine eingehendere Beschreibung verbietet der Erhaltungszustand.

Untersuchte Stücke: 2.
Fundort: Fialpopo.
Sammlung: J. Wanner.
Erhaltung: Verkiest.

30. *Harpoceras* cf. *striatulum* Sow.

Taf. XXIII Fig. 5a, 5b.

Zwei verkieste Exemplare beziehe ich auf diese Art, mit der sie in Involutität, Skulptur und Lobenlinie große Ähnlichkeit besitzen. Das hohe Ansetzen der Sichelrippen auf ca. $\frac{1}{3}$ Flanken-

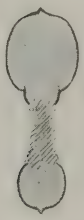


Fig. 10. Querschnitt eines *Harpoceras* cf. *striatulum* Sow. von Fialpopo.

Fig. 11. Lobenlinie des Fig. 10 im Querschnitt dargestellten *Harpoceras* cf. *striatulum* Sow. von Fialpopo.

höhe, ebenso wie die unregelmäßige Verteilung der einzelnen Rippen auf den Flanken, die in seltenen Fällen sogar an der Nabelfläche zusammenlaufen, sind Merkmale, die *Harpoceras striatulum* von *H. radians depressum* unterscheiden. Beide Arten sind allerdings durch so viel Übergänge verbunden, daß eine brauch-

bare Scheidung nur zwischen extremen Stücken möglich sein dürfte. Die Loben (Textfig. 11) sind, den niedrigen Seiten entsprechend, schmal. Ihr 2. Laterallobus ist beträchtlich kürzer als der 1. Auf den zugerundeten Rücken erhebt sich bei beiden Exemplaren ein niedriger Kiel. Eine eingehendere Beschreibung verbietet die mäßige Erhaltung der Stücke.

Untersuchte Stücke: 2.
Fundort: Fialpopo.
Sammlung: J. Wanner.
Erhaltung: Verkiest.

31. *Harpoceras* cf. *comense* v. Buch.

Taf. XXIV Fig. 2.

1867—1881. J. Meneghini, Monographie des fossiles du Calcaire rouge ammonitique. Taf. 7 Fig. 1.

Das Fragment eines Harpoceraten-Steinkerns zeigt eine sehr charakteristische Skulptur, die eine Bestimmung des Stückes ermöglicht.

Am Rücken weit nach vorn ziehende Sichelrippen laufen je 2 und 2 in einem länglichen Wulst zusammen. Der Abfall zum Nabel ist steil, der Querschnitt, soweit das etwas verquetschte Exemplar eine richtige Deutung zuläßt, rechteckig mit wenig gewölbten Flanken. Letztere setzen gegen den fast ebenen Rücken rechtwinklig, aber mit deutlicher Wölbung ab. Der Rücken trägt einen Kiel, der von zwei schmalen, glatten Bändern begleitet wird. Die Lobenlinie ist nicht erhalten. In der Skulptur besteht große Ähnlichkeit mit *Harpoceras dispansum* Lyc. Die Weite der Berippung entspricht allerdings mehr *H. variabile* d'Orb., wie ihn Wright (l. c. Taf. LXVII Fig. 5) abbildet. Während aber *dispansum* eine zugeschärfte Externseite, *variabile* bei breiterem Rücken einen Hohlkiel aufweist, besitzt unsere Form einen echten Kiel. Im Verein mit den scheinbar ein wenig eingetieften Rückenbändern spricht dieses Merkmal eher für die Zugehörigkeit zur Gruppe des *H. comense* v. Buch, der mit den herangezogenen Arten eine ganz ähnliche Skulptur gemein hat. Bis auf eine etwas stärkere seitliche Komprimierung stimmt unser Stück gut überein mit der von Meneghini (l. c.) gegebenen Abbildung von *H. comense*, im Querschnitt besser mit der Figur Dumortier's[1]. Große Ähn-

[1] Études paléontologiques. Taf. XX Fig. 1 u. 2.

lichkeit besteht ferner in allen Merkmalen mit *Hildoceras copiapense* Möricke[1] aus dem oberen Lias der Sierra de la Ternera in Chile. Der Autor hebt die nahen Beziehungen seiner Art zu *Harpoceras comense* dort p. 13 ausdrücklich hervor. Ob die ebenda namhaft gemachten Unterschiede: „etwas" größere Weitnabeligkeit und „etwas" größere Rippenzahl der südamerikanischen Form, zu einer „artlichen" Trennung von *H. comense* genügen, ist eine andere Frage, die ich nicht unbedingt bejahen möchte. Das vorliegende Fragment stelle ich in die Variationsbreite des *H. comense* v. Buch.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

32. *Harpoceras* sp.

Einige dem vorigen in der Erhaltung gleichende Fragmente sind zu kümmerlich für eine Bestimmung.

Da es bei den Harpoceraten bekanntlich häufig vorkommt, daß die Berippung von den älteren nach den jüngeren Umgängen an Weite zunimmt, da aber von keinem der vorliegenden Stücke zu bestimmen ist, von welchem Teil der Schale es stammt, so besitzt die Skulptur für Vergleichszwecke hier nur sehr bedingten Wert. Ein Bruchstück (Taf. XXIV Fig. 3) könnte einer weitrippigen Form von *Harpoceras aalense* oder *fluitans* angehören. Ein anderes zeigt eine geringe Verdickung der Rippen an der Nabelkante, einmal auch ein Zusammenlaufen zweier Rippen in einen länglichen Wulst. Der gekielte, mit zwei eingetieften Bändern versehene Rücken mag im Verein mit dieser Skulptur Beziehungen zu *H. comense* andeuten. Ein drittes Stück besitzt neben gleichem, fast rechteckigem Umriß und gleicher Rückenbildung wie das vorige kräftige, nach der Nabelkante 2 und 2 nur wenig konvergierende Sichelrippen. Es könnte ein jüngeres Schalenstück von *H. comense* vorliegen, bei dem ein Auseinanderrücken der Rippen auch zum Schwinden der Wülste geführt hat. Der letzte derartige Steinkern weicht schon durch seine Größe und den breitovalen, oben zugerundeten Querschnitt ab. Der Rücken ist den übrigen ähnlich; die kräftigen Rippen beginnen am Nabelrand, ziehen bis $\frac{3}{4}$ ihrer Höhe gerade nach oben, um sich dann schwach

[1] Lias und Unteroolith von Chile.

nach vorn zu biegen. Berippung und Querschnitt erinnern an *Dumortieria striatula-costata* Quenst.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

33. *Harpoceras* sp.

Mehrere Exemplare sind wegen zu mangelhafter Erhaltung überhaupt nicht zu bestimmen. Ein Schalenfragment zeigt in der scharfen, aber weiten Berippung große Ähnlichkeit mit *Harpoceras costula* Rein.

Fundort: Fialpopo.

Sammlung: J. Wanner.

Erhaltung: Verkiest.

34. *Hildoceras* sp.

Ein mäßig erhaltenes, nicht näher bestimmbares Fragment.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

Zusammen mit *Cucullaea (inaequivalvis)*.

35—37. *Phylloceras*, *Dactylioceras*, *Sphaeroceras*.

Je ein schlecht erhaltenes Fragment.

Fundort: Fialpopo.

Sammlung: J. Wanner.

Belemnitidae.

38. a) *Belemnites subblainvillei* Desl.

Taf. XXIV Fig. 4, 5a, 5b.

1877. E. E. Deslongchamps, Études paléontologiques des divers niveaux jurassiques de la Normandie. Taf. V Fig. 15 u. 17; Taf. VII Fig. 5 u. 6.

Zu dieser Art gehört eine Anzahl meist wenig gut erhaltener Belemniten. Das Rostrum ist schlank, konisch, spitz auslaufend und gleicht bei der Mehrzahl der Stücke durchaus der Abbildung bei Deslongchamps. Der Querschnitt des Rostrums ist in der Alveolarregion meist kreisrund, in einzelnen Fällen aber seitlich stark komprimiert, so daß er etwas quadratisch erscheint und demjenigen von *Belemnites tetramerus* Desl. ähnlich wird (s. Taf. XXIV

Fig. 5 a). Fast ausnahmslos ist die Dorsoventralachse des Querschnitts in der Alveolarregion größer als die laterale Achse. Dieses Verhalten ändert sich aber nach der Spitze zu vollständig; im unteren Teil ist stets die Bauchseitenansicht die breitere. Die Bauchseite, der die Apikallinie sehr genähert ist, trägt in ihrer ganzen Erstreckung vom Alveolarrand bis zur Spitze eine Furche, die oben scharf und eng eingeschnitten ist, im untersten Teil allmählich in die gewölbte Bauchseite übergeht.

Form und Querschnitt des Rostrums verweisen die Mehrzahl der Stücke zu *B. subblainvillei*. Ein Exemplar stimmt mit *B. canaliculatus* in der recht breiten Bauchseite besser überein, ein anderes verrät in der seitlichen Komprimierung des Rostrums und dem wenig viereckigen Querschnitt Beziehungen zu *B. tetramerus* Desl. Diese geringen Unterschiede scheinen mir aber durch Variation genügend erklärt, sie berechtigen keinesfalls, das spärliche Material auf diese 3 Arten zu verteilen. Zudem dürften in diesem ältesten echten Canaliculaten sowohl *B. tetramerus* als *canaliculatus* wurzeln; Anklänge an diese jüngeren Arten bei der Stammform bieten deshalb nichts Absonderliches.

Untersuchte Stücke: 7.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm und J. Wanner.

b) *Belemnites subblainvillei* Desl.

Taf. XXIV Fig. 6—8.

Für die Belemniten von Fialpopo gilt dasselbe, was ich über die von Jefbie gesagt habe. Bei einem Exemplar ist das Phragmokon mit Embryonalblase und Asymptotenlinien gut erhalten.

Untersuchte Stücke: 4.

Fundort: Fialpopo.

Sammlung: J. Wanner.

Crustacea.

39. *Eryma* sp.

Taf. XXIV Fig. 9.

Der nach vorn sich verschmälernde Cephalothorax besitzt eine fein granulierte Oberfläche. Drei vom Rücken her eingreifende Furchen ziehen schräg nach vorn. Die beiden hinteren vereinigen

sich vor dem Außenrand zu einer Furche, die sich weiterhin aber nochmals gabelt; von den beiden Ästen zieht der hintere quer auf die Außenseite, der vordere ziemlich gerade nach vorn, wo er schließlich nahe am Vorderende des Thorax ebenfalls mit der Außenseite zum Schnitt kommt. Dadurch wird auf der Außenseite ein pfeilspitzenartiges Stück abgetrennt. Die Nackenfurche ist ziemlich tief und setzt an dem pfeilspitzenförmigen Stück ab, resp. biegt in die letzteres abgrenzenden Furchen ein. Der hinterste, durch die 3. Furche abgetrennte Teil erhebt sich sehr steil und bildet direkt hinter dieser Furche eine dieser parallel verlaufende starke Erhebung, die sich nach hinten allmählich abdacht. Der zugespitzte Stirnfortsatz ist teilweise erhalten und läßt die Einbiegung, in der das Auge lag, am Original noch erkennen. Von dieser Stelle etwas nach der Außenseite zu sieht man den hinteren Teil einer kräftigen Antenne.

Die Gattungsbestimmung ist durch den charakteristischen Verlauf der Rückenfurchen gesichert. Eine Artbestimmung ist, da für viele Arten keine Abbildungen existieren, kaum möglich. Am ähnlichsten ist der von Oppel[1] abgebildete Cephalothorax von *Eryma ventrosa* Meyer. Die Oppel'sche Form ist allerdings breiter, die das pfeilspitzenförmige Stück innen begrenzende Furche gerader als bei unserem Exemplar. Die Art der Granulierung und der Verlauf der Furchen ist in den wesentlichsten Zügen jedenfalls der gleiche. Abweichend ist die stärkere Auftreibung am hinteren Teil des vorliegenden Stückes.

Weiter bildet Quenstedt (l. c. Taf. 53 Fig. 6) aus dem Braunen Jura δ einen Cephalothorax von *(Glyphaea Bedelta-) Eryma Würtembergica* Opp. ab, der mit unserem Stück ganz gut übereinstimmt. Im Text p. 392 betont Quenstedt die Ähnlichkeit mit *Clytia (Eryma) ventrosa* Meyer.

In die Nähe der herangezogenen Arten dürfte auch unsere Form gehören. Auf einem größeren Gesteinsstück befinden sich außerdem noch Fragmente eines Arthropoden, welcher der gleichen Art angehören dürfte.

Untersuchte Stücke: 1.

Fundort: Jefbie.

Sammlung: G. Boehm.

---

[1] Paläontologische Mitteilungen. Taf. 6 Fig. 4.

Stratigraphischer Teil.

In verschiedenen Arbeiten haben Boehm und Wanner kurze stratigraphische, auf eine kursorische Durchsicht des Fossilmaterials gestützte Angaben gemacht. Die erste Notiz finden wir in einem Reisebericht Boehm's (15); dort erwähnt er in seiner allgemeinen Schichtenfolge unter 5: „Schwarze, blätterige Mergelschiefer, dazwischen Kalkbänke. Die Kalkschiefer führen Belemniten und zahllose, meist schlecht erhaltene Harpoceraten." In einer späteren Arbeit schreibt der gleiche Autor (16): „Auf der Insel Efbee (neuerdings Jefbie) an der Südküste von Misól bei dem Dorf Lilintá fand ich in Tonen Pelecypoden, die mich sehr an *Plicatula spinosa* Sow. und *Lima gigantea* Sow. aus unserem Lias erinnerten. Ich zweifelte nicht, im Lias zu sein. Später fand ich zahlreich ziemlich gut erhaltene Harpoceraten, die jedenfalls nicht gegen diese Auffassung sprechen. Alle weiteren Studien bestätigen das liassische Alter, aber mit der Bestimmung der Arten habe ich mich vorläufig gar nicht befaßt." In einer dritten Abhandlung (17) werden die „Harpoceraten-Schichten" nochmals erwähnt und ihr oberliassisches Alter bestätigt. In der letzten zusammenfassenden Arbeit über Misól bezeichnet Wanner die gleichen Schichten als „Harpoceratenschiefer" und bespricht ihr Vorkommen auf den Inseln Jefbie, Fialpopo und auf dem Festland Misól selbst am Oberlauf des Haulo.

Beide Autoren sprechen also nur von e i n e m Horizont, dem nach ihrer Meinung die Harpoceren sowohl als die Lamellibranchier und Belemniten angehören. Die paläontologische Untersuchung, die ja, wie Boehm ausdrücklich bemerkte, noch ausstand, hat eine solche Einheitlichkeit der Fauna nach zwei Gesichtspunkten nicht bestätigen können. Auffällig war mir besonders bei dem Material von Jefbie die verschiedene Erhaltung der einzelnen Fossilien. Eine Anzahl Harpoceren sind verkiest, andere Harpoceren, mit denen der Hauptteil der Fauna, die Lamellibranchier, vorkommen, sind nicht verkiest, z. T. beschalt erhalten. Es war mir schon aus diesem Grunde etwas unwahrscheinlich, daß alle Fossilien e i n e m Horizont angehören sollten. Die paläontologische Untersuchung bestärkte diesen Zweifel und ergab auf Grund des jeweiligen Zusammenvorkommens verschiedener Arten in e i n e m Handstück eine Aufteilung des Materials in drei

Faunen. Und diese Teilung hat in einem von Boehm's Reisebegleiter, Kapitän van Nouhuys, später aufgenommenen Profil des Aufschlusses auf Jefbie eine Bestätigung gefunden. Auf diesem unten wiedergegebenen Profil sind drei Horizonte ausgeschieden worden, jeder nach seinem Fossilgehalt allgemein, aber durchaus eindeutig charakterisiert. In diese Horizonte ordnet sich nun unsere gesamte Fauna nach Erhaltung und Zusammengehörigkeit ausgezeichnet ein, so daß an der Richtigkeit dieser Dreiteilung für Jefbie nicht wohl gezweifelt werden kann. Daß zwei so ausgezeichneten Beobachtern wie Boehm und Wanner dieses Profil einheitlich erschien, mag seinen Grund in der Lage und der wechselnden Zugänglichkeit des Aufschlusses haben. Die unterste Schicht befindet sich zur Flutzeit unter Wasser. Wanner betont ausdrücklich: „Zur Flutzeit ist dieser Aufschluß nur z. T. zugänglich und paläontologisch wenig ergiebig"; van Nouhuys bemerkt zur untersten Schicht seines Profils: „Während höheren Wassers überschwemmt." Einmal hat Wanner allerdings, wie er mir brieflich mitteilte, den Aufschluß bei niedrigem Wasserstand besuchen können. Möglicherweise ist auch der petrographische Unterschied zwischen Horizont I und II auf Jefbie nicht so groß, wie ihn van Nouhuys auf seinem Profil angibt, und vielleicht bis zu einem gewissen Grade rein äußerlich dadurch hervorgerufen, daß dieser Horizont täglich längere Zeit sich unter Wasser befindet. Zwischen Horizont II und III besteht petrographisch eigentlich überhaupt kein Unterschied. Dieser auf Jefbie durchgeführten Horizontierung ordnet sich, wie wir weiterhin sehen werden, das Profil von Fialpopo mühelos ein. Die geringen faunistischen Unterschiede zwischen beiden nahe beieinander gelegenen Fundpunkten, die wohl weniger auf wirkliche Differenzen als auf eine gewisse Unvollkommenheit des vorliegenden Materials zurückzuführen sind, veranlassen mich, beide Fundorte hintereinander abzuhandeln. Ich beginne mit dem Profil von Jefbie.

Jefbie.

Horizont a.

Die unterste, in dem Profil auf Jefbie aufgeschlossene Schicht charakterisiert van Nouhuys als „zähe, schwarze Tone mit Ammoniten". Ob diese Bezeichnung petrographisch ganz einwandfrei ist, mag dahingestellt bleiben. In diesen Tonen gibt Nouhuys

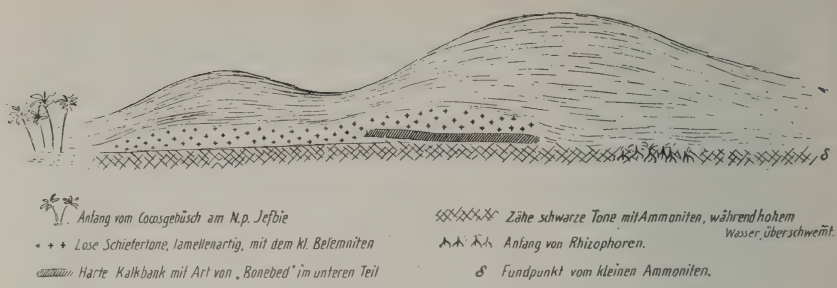


Fig. 12. Profil des Aufschlusses an der Nordwestecke der Insel Jefbie. Aufgenommen von Kapitän VAN NOUHUYS.

den „Fundpunkt von kleinen Ammoniten" an; das ist der verkieste, im paläontologischen Teil beschriebene *Harpoceras aalense* ZIET. Da in den höheren Horizonten auf Jefbie nachweislich keine verkiesten Ammoniten mehr vorkommen, so meine ich, können auch die von BOEHM und WANNER gesammelten verkiesten Harpoceren nur diesen Tonen entstammen, aus denen sie ausgewaschen und höher an den Strand gespült wurden. Reste des einschließenden Gesteins fehlen durchaus. Alle verkiesten Ammoniten von Jefbie würden danach einer Fauna angehören. Diese Fauna der liegenden Tone enthält folgende Arten:

Harpoceras aalense ZIET.
— cf. *radians gigas* QUENST.
Harpoceras variabile var. *dispansum* LYC.
— *toarcense* D'ORB.

Außerdem ist auf einer Flanke eines *Harpoceras toarcense* der Abdruck eines Limenrestes sichtbar. Das oberliassische Alter der genannten Ammoniten ist so allgemein bekannt, daß ich die Angaben für die einzelnen Gebiete in Tabellenform zusammenfassen und auf längere Erörterungen verzichten kann. Besonders bemerken möchte ich zu dieser auf der nächsten Seite folgenden Zusammenstellung, daß DUMORTIER unter seinem „Toarcien" QUENSTEDT's Lias $\varepsilon + \zeta$ versteht, während CHOFFAT's Toarcien neben *H. aalense* auch noch *H. opalinus* und *Murchisonae* umfaßt, also höher hinaufgeht. Möglicherweise könnte allerdings auch eine schwankende vertikale Verbreitung der beiden Doggerharpoceren in Rechnung zu ziehen sein. Im großen ganzen halten die Harpoceren meiner Fauna in Europa jedenfalls den Lias ζ ein, und man wird nach der bei Altersbestimmungen exotischer

	Franken	Schwaben	Lothringen, Luxemburg, Deutsch-Lothringen	Elsaß, Unter-Elsaß	Aargauer Jura	Bassin du Rhône	Nordwest-deutschland, Hannover	England, Yorkshire, Wales	Portugal
	Schlosser	Quenstedt, Oppel	Benecke, Branca	Janensch, Haug, Lepsius	Moesch	Dumortier	Brauns, Seebach	Wright, Tate and Blake, Woodward	Choffat
Harpoceras aalense	Lias ζ	Lias ζ	Lias ζ — Dogger α	Dogger α	Lias ζ	—	Lias ζ	Lias ζ	Toarcien
Harpoceras cf. *radians gigas*	Lias ζ	Lias ζ	—	Lias ζ	Lias ζ	Toarcien	Lias ε + ζ	Lias ζ	Toarcien
Harpoceras variabile var. *dispansum*	Lias ε	Lias ζ	Lias ζ	Lias ζ	Lias ζ	Toarcien	Lias ζ	Lias ζ	Toarcien
Harpoceras toarcense	Lias ε + ζ	Lias ζ	Lias ζ — (Dogger α)	Lias ζ	Lias ζ	Toarcien	—	Lias ζ	Toarcien

Horizonte üblichen Methode das Alter der liegenden schwarzen Tone als o b e r l i a s s i s c h bestimmen.

Aus anderen außereuropäischen Gebieten sind idente oder nahverwandte Harpoceren verschiedentlich bekannt geworden.

Giebel[1] nennt aus dem Tal von Copiapó *H. radians*, *H. variabile* und *H. aalensis*, Hyatt[2] aus Oregon und Kalifornien *H.* aff. *toarcense*, zusammen mit dem oberliassischen *Sphaeroceras* cf. *Gervillei*. Aus der südamerikanischen Kordillere kennt man verschiedene Fundpunkte von *Harpoceras radians*; vom Espinazito erwähnt Gottsche[3] *H.* aff. *variabile* mit *Trigonia Lycetti*, einer Art, die ihre nächsten Verwandten bei uns im Unteroolith besitzt. Von Westaustralien geben Clarke[4] und Moore[5] Äquivalente der *Radians-* und *Aalensis*-Schichten an. Moore nennt *Harpoceras radians* und *H. aalensis*, vorläufig allerdings ohne Angabe eines klaren Profils. Von West-Borneo, dem unserer Lokalität am nächsten liegenden Oberliasvorkommen, wird ein *H.* aff. *radians* angegeben. Die Stellung dieses weltweiten, durch seinen Fossilinhalt zumindest als homotax erwiesenen Horizonts im Schichtverband ist allerdings in fast allen aufgeführten Fundorten noch nicht klargestellt. Zeitliche Parallelisierungen erstrecken sich deshalb fast ausschließlich auf den Fossilinhalt, ohne durch die jeweilige Lagerung im Profil eine Stütze zu erhalten. Der größte Teil der angeführten Vorkommen dürfte aber wirklich oberliassisch sein und eine weltweite Verbreitung gewisser Harpoceren in einer enger begrenzten Periode beweisen.

Horizont b.

Über den „zähen schwarzen Tonen" folgt auf Nouhuys' Profil ein wenig mächtiges Schichtpaket, das er als „harte Kalkbänke, mit Art von Bonebed im unteren Teil" bezeichnet. Wenn dieser Horizont nur auf der rechten Seite des Profils eingetragen ist, so hat das seinen Grund wohl darin, daß die hangenden „losen Schiefertone" links abgerutscht sind und das Liegende verdecken.

---

[1] Juraversteinerungen von Juntas.
[2] Jura and Trias at Taylorville, California.
[3] Argentinische Kordillere.
[4] Marine fossilifer, secondary formations in South Australia.
[5] Australian mesozoic Geology and Palaeontology.

Durch das „Bonebed" ist dieser Horizont so gut charakterisiert, daß ich ihn in meinem Material leicht wiedererkennen konnte. Eine sehr fossilreiche Bank enthält viele schwarze Ammoniten und Lamellibranchierschalen, zumeist in Fragmenten; wo diese im Anschnitt herausgewittert sind, bekommt das Ganze eine entschiedene Ähnlichkeit mit den typischen Bonebeds unseres Buntsandsteins oder Keupers. An der Identität von meinem Horizont b mit der II. Schicht auf Nouhuys' Profil kann daher kein Zweifel bestehen.

van Nouhuys hat die Schichten als „harte Kalkbänke" bezeichnet. Im Profil selbst wird dieser Horizont, der sicher härter und widerstandsfähiger ist als die liegenden und hangenden Schichten, allerdings eine deutliche Stufe bilden, welche die Bezeichnung von van Nouhuys als berechtigt erscheinen läßt. Die petrographische Untersuchung hat aber ein etwas anderes Resultat ergeben.

Im Dünnschliff sieht man in einer tonigen Grundmasse wenige Kalkspate, von denen ein Teil Dolomit sein dürfte; darauf weist ein deutliches Aufbrausen bei Behandlung mit erwärmter Salzsäure hin. Sehr zahlreich sind Quarzkörner und Glimmerblättchen dem Gestein beigemengt, desgleichen Glaukonit in z. T. frischen grünen, z. T. in Umsetzung begriffenen rotbraunen Körnern. Feldspat ist selten. Das ganze Gestein wird von Pyritadern und Nestern durchschwärmt; häufig bildet das Erz auch kleinere und größere Kugeln mit verwitterter Randzone. Das ist die allgemeine Zusammensetzung. Das Massenverhältnis dieser verschiedenen Bestandteile kann im einzelnen allerdings sehr schwanken, besonders der Kalkgehalt beträchtlich zunehmen, wodurch das Gestein seinen mergelig-sandigen Charakter etwas verliert. Derartige Abänderungen scheinen aber zumeist auf linsenförmige Einlagerungen beschränkt zu sein. Im großen ganzen handelt es sich um einen etwas schieferigen, sandig-dolomitischen Glaukonitmergel, der seine lokal größere Konsistenz einer Zunahme des Kalk- resp. Dolomitgehaltes verdankt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung sind auch spärliche Reste einer Mikrofauna sichtbar geworden. Es handelt sich zumeist um schlecht erhaltene Foraminiferen, von denen einige als Cristellarien bestimmt werden konnten. Von Interesse für die Entstehungsbedingungen des Gesteins sind weiterhin einige ver-

kohlte und mit Pyrit besetzte Holzsplitter, die sich in verschiedenen Schliffen nachweisen ließen.

Die Erhaltung der Fossilien aus dieser Schicht ist in vielen Fällen eine gute und im großen ganzen eine einheitliche, so daß sie für die Zusammenstellung der Fauna nicht ohne Bedeutung ist. Zu dieser Fauna rechne ich folgende Arten:

1. *Serpula segmentata* Dum.
2. *Harpoceras* cf. *toarcense* d'Orb.
3. *Oxytoma* sp. cf. *Münsteri* Br.
4. *Trichites lilintanus* G. Boehm
5. *Plicatula* cf. *spinosa* Sow.
6. *Lima semicircularis* Goldf.
7. *Dimya* sp.
8. *Ostrea* sp.
9. *Nucula Hammeri* Goldf.
10. *Cucullaea inaequivalvis* Goldf.
11. — cf. *oblonga* Sow.
12. *Astarte* inter *pisum* Koch et Dunker et *aalense* Opp.
13. *Astarte elegans major* Ziet.
14. — sp. cf. *elegans* Sow.
15. *Pecten* sp.
16. *Eryma* sp.
17. *Gryphaea* sp.
18. *Rhynchonella* sp.
19. *Cucullaea aalensis* Quenst.
20. *Hildoceras* sp.
21. *Harpoceras comense* v. Buch
22. *Amberleya* cf. *d'Orbignyana* Hudl.
23. *Arca* sp.
24. Harpocerenfragmente.

Von diesen 24 Arten erweisen sich No. 1—16 dadurch, daß jeweils zwei oder mehrere in einem Gesteinsstück vorkommen, als zu einer einheitlichen Fauna gehörig (vergleiche dazu die nebenstehende Tabelle). Zu der gleichen Fauna kann man nach Erhaltung und Gesteinscharakter mit Sicherheit No. 17—20 stellen. Unsicherer erscheint mir das schon bei dem *Hildoceras*-Fragment, trotz des anhaftenden Restes einer *Cucullaea (inaequivalvis?)*. Das Versteinerungsmittel, ein etwas sandiger, aber ziemlich dichter Dolomit, weicht vom Hauptgestein doch recht erheblich ab. Das Stück könnte allerdings auch lokalen Einschaltungen entstammen. Keine Anhaltspunkte zur Einordnung habe ich bei No. 22—25. Die Erhaltung des *Harpoceras comense* und der anderen Harpocerenfragmente entspricht ungefähr derjenigen des *Hildoceras*. Noch befremdlicher erscheinen mit einer Ausnahme die Amberleyen, beschalte Exemplare, die mit einem dichten Roteisenstein ausgefüllt sind. Ein Stück zeigt allerdings eine der Hauptfauna ähnlichere Erhaltung.

Ob diese genannten Arten nun aus Linsen der Schicht II oder aus einem etwas höheren Horizont stammen, das kann ich nicht entscheiden. Sie liegen aber sicherlich nicht tiefer als Horizont b und tiefer als Horizont c und dürften demnach dem

Tabelle über das Zusammenvorkommen der Fossilien aus Horizont b von Jefbie.

	Serpula segmentata	*Oxyloma* cf. *Münsteri*	*Trichites lilintanus*	*Pecten* sp.	*Lima semicircularis*	*Plicatula* cf. *spinosa*	*Dimya* sp.	*Ostrea* sp.	*Nucula Hammeri*	*Cucullaea inaequivalis*	*Cucullaea* cf. *oblonga*	*Astarte* inter *pisum* et *aalense*	*Astarte elegans major*	*Astarte* sp. cf. *elegans*	*Harpoceras* cf. *toarcense*	*Erynna* sp.
Serpula segmentata	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+			+	+
Oxyloma cf. *Münsteri*	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+			+	+
Trichites lilintanus	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Pecten sp.	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Lima semicircularis	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Plicatula cf. *spinosa*	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Dimya sp.	+															
Ostrea sp.	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Nucula Hammeri	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Cucullaea inaequivalis																
Cucullaea cf. *oblonga*												+				
Astarte inter *pisum* et *aalense*	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Astarte elegans major												+				
Astarte sp. cf. *elegans*												+				
Harpoceras cf. *toarcense*	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+
Erynna sp.	+	+	+	+	+	+		+	+			+			+	+

ziemlich dünnen Schichtpaket angehören, das auf Nouhuys' Profil schwarz gestrichelt dargestellt ist. Ich glaube deshalb die ganze Fauna zusammenziehen zu können, zumal die teilweise abweichende Erhaltung auf lentikulären Einschaltungen beruhen kann.

Zunächst etwas über die bionomischen Verhältnisse. Auf eine Flachseebildung weist schon der Gesteinscharakter hin. Sandige, glaukonitische Mergel mit Pyritimprägnationen und kleinen Holzresten können nur in Küstennähe sich gebildet haben. Darauf deutet auch das $\frac{1}{2}$ cm starke Kohleband (Holz), das im unteren Teil dieser Schicht durchzieht; und schließlich auch die beschriebene Fauna. Das vollständige Überwiegen der Muscheln in fast ausschließlich dickschaligen Arten, das Fehlen von Crinoiden und Brachiopoden, die in der Mehrzahl der Arten das tiefere Benthos charakterisieren, müssen in dem angegebenen Sinne gedeutet werden. Vergleichen wir die Fauna mit den Faunen rezenter Meere, wie sie in den letzten Jahrzehnten bekannt geworden sind, so finden wir die meiste Übereinstimmung im Auftreten bestimmter Gattungen mit den Faunen der Flachsee in einer Tiefe zwischen 100 und 200 m. Nach der Häufigkeit würden sich die einzelnen Arten folgendermaßen anordnen lassen: *Astarte* inter *pisum* et *aalense*, *Plicatula spinosa*, *Nucula Hammeri*, *Astarte elegans major*, *Lima semicircularis*, *Ostrea*, *Harpoceras*, *Cucullaea*, *Amberleya* etc. Weitere Aufsammlungen würden dieses Bild selbstverständlich mehr oder weniger verschieben, das absolute Vorherrschen der Lamellibranchier aber wohl nicht in Frage stellen.

Zur Altersbestimmung dieses Horizonts können nur relativ wenige Arten unserer Fauna herangezogen werden. Gar nicht berücksichtige ich dabei die sehr fragmentär erhaltenen und nicht sicher bestimmbaren Formen. Von den übrigbleibenden scheiden alle die aus, welche in identen oder sehr ähnlichen Arten bei uns eine größere vertikale Verbreitung besitzen. Dazu gehören *Oxytoma Münsteri* Br., in ähnlichen Formen vom unteren Lias bis zur Basis des Malm verbreitet, *Lima semicircularis* Goldf., die in sehr nahverwandten Arten vom mittleren Lias bis in den oberen Dogger hinaufreicht, schließlich ganz besonders *Astarte* inter *pisum* et *aalense*, die in ununterscheidbaren Formen durch den ganzen Dogger hindurchgeht, und *A. elegans major* Ziet., die in Europa schon im Lias ζ auftritt und in zahllosen Varietäten den mittleren

	Franken	Schwaben	Lothringen, Luxemburg, Deutsch-Lothringen	Elsaß, Unter-Elsaß	Aargauer Jura	Bassin du Rhône	Nordwest-deutschland	Hannover	England, Yorkshire Wales	Portugal
	Schlosser	Quenstedt, Oppel	Benecke, Branca	Janensch, Haug, Lepsius	Moesch	Dumortier	Brauns	Seebach	Wright, Tate and Blake, Woodward	Choffat
Lima semicircularis Goldf.	—	Dogger δ	Dogger α—γ	Dogger δ	Dogger α—δ	—	—	—	—	Toarcien (Lias ε — Dogger β)
Plicatula cf. *spinosa* Sow.	—	Lias γ—δ	—	—	Lias ε	—	—	—	Lias γ (α—ε)	—
Nucula Hammeri Goldf.	Dogger α	Dogger α	—	Lias ζ— Dogger α	Dogger α—β	Toarcien	Dogger α	Dogger α	Lias ζ	—
Cucullaea inaequivalvis Goldf.	—	Dogger α	Lias ζ— Dogger α	—	—	—	Dogger α	Dogger α	—	—
Cucullaea cf. *aalensis* Quenst.	—	Dogger β	Lias ζ— Dogger α	—	—	—	—	—	—	—
Cucullaea cf. *oblonga* Sow.	Dogger γ—δ	Dogger β?	—	—	—	—	—	Dogger β	Dogger β	—
Astarte inter *pisum* et *aalense*	Dogger γ	Dogger β	Dogger α	—	—	—	Dogger ε	—	—	—
Astarte elegans major Zieten	—	Dogger δ	Dogger α—γ	—	Dogger β und δ	Toarcien	—	—	Lias ζ	—
Amberleya aff. *Orbignyana* Hudl.	Dogger δ	Dogger δ	—	—	Dogger γ—δ	—	Dogger ε	—	Dogger ε	—
Harpoceras cf. *toarcense* d'Orb.	Lias ε + ζ	Lias ζ	—	Lias ζ	Lias ζ	Toarcien	—	—	Lias ζ	—
Harpoceras cf. *comense* v. Buch	Lias ζ	Lias ζ	—	—	Lias ζ	Toarcien	—	—	Lias ζ	—
Serpula segmentata Dum.	—	Dogger δ	—	Lias ζ	—	Toarcien	—	—	—	—

Dogger bis δ einschließlich bevölkert. *Plicatula spinosa* charakterisiert in Europa die Schichten des mittleren Lias, besitzt aber auch hier eine recht schwankende vertikale Verbreitung, was sie im Zusammenhang mit der dieser Gattung eigenen großen Variationsbreite für Altersbestimmungen durchaus ungeeignet erscheinen läßt. Als brauchbar für unsere Zwecke erweist sich von den Zweischalern also nur eine geringe Zahl von Arten; diese zeichnet sich aber in Europa durch eine große Horizontbeständigkeit aus. Vor allem ist hier *Nucula Hammeri* zu nennen, die in ganz Europa für Dogger α leitend ist und nur in England schon im Lias ζ aufzutreten scheint. Das gleiche gilt für *Cucullaea inaequivalvis* und in beschränkterem Maße auch für *C. aalensis* die beide fast ausschließlich auf Dogger α beschränkt sind. *C. oblonga* hat ihre Hauptverbreitung im Dogger β; ihr Zusammenvorkommen mit den Leitformen des nächsttieferen Horizontes in entfernten Gebieten hat aber nichts Befremdliches. Soweit die Lamellibranchier einen Schluß auf das Alter dieser Fauna zulassen, kann es sich nur um Dogger α handeln. Gegen diese Altersbestimmung sprechen auch die beiden Harpoceren, *H. toarcense* und *H. comense*, nicht, die eigentlich den obersten Lias charakterisieren. Kennen wir doch auch in Europa verschiedene Fälle, in denen Liasharpoceren in den unteren Dogger hinaufgehen. Für den *H. toarcense* sehr nahverwandten *H. striatulum* ist das ja in fast ganz Westeuropa erwiesen. In Kalifornien liegt ein *H.* aff. *toarcense* nach Hyatt im Unteroolith. Auf ein jüngeres Alter unseres Horizonts könnte die einzig vorhandene Gastropodenart *Amberleya Orbignyana* hindeuten, die bei uns im mittleren und oberen Dogger liegt. Da die Art aber in sehr nah verwandten und schwer unterscheidbaren Formen schon im unteren Dogger Europas auftritt, so wird man ihr für die Altersbestimmung unserer Fauna gegenüber zuverlässigeren Elementen keine beweisende Kraft zuerkennen können.

In vorstehender Tabelle habe ich für die sicher bestimmten Arten ihr Lager in den verschiedenen Gebieten Europas angegeben. Dabei zeigen die meisten Arten in ihrem lokalen Auftreten ein Schwanken zwischen unterem und mittlerem Dogger, sehr wenige scheinen auf den mittleren Dogger beschränkt. Eine kleine Anzahl Lamellibranchier erweist sich in allen Gebieten Europas als sehr horizontbeständig, und diese Arten deuten ausnahmslos auf

Dogger α. Die zwei Harpoceren liegen in Europa meist im Lias ζ, gehen in exotischen Gebieten (Kalifornien) aber in den Dogger hinein. Berücksichtigt man schließlich die Tatsache, daß im Liegenden dieser Fauna oberster Lias vorhanden ist und daß zwischen beiden Horizonten gewisse petrographische Unterschiede bestehen, so wird man das Alter unserer Fauna resp. des II. Horizonts unbedenklich als Dogger α bestimmen. Daß eine große Anzahl von Arten fehlen, die sonst in weiten Gebieten Dogger α charakterisieren, ist nicht erstaunlich und erklärt sich höchst einfach aus einer gewissen lokalen Auslese, wie sie bei wandernden Faunen immer stattfinden muß.

Horizont c.

Die oberste, 3. Schicht, die VAN NOUHUYS auf seinem Profil ausscheidet, bezeichnet er als „lose Schiefertone, lamellenartig, mit dem kleinen Belemniten". Größere Gesteinsproben dieses Horizonts, die zu einem Dünnschliff genügten, liegen mir von Jefbie leider nicht vor. Die Gesteinsfragmente, die an einigen Belemniten daransitzen, lassen aber erkennen, daß dieser Horizont petrographisch Schicht II sehr ähnlich ist. An bestimmbaren Fossilien hat dieser Horizont nur Belemniten geliefert. Eine kleine Schnecke, die auf einem Rostrum aufsaß, könnte eine *Pleurotomaria* sein. Da in Schicht II auch nicht das kleinste Bruchstück eines Belemniten trotz wiederholten Suchens an den vielen, z. T. großen Gesteinsstücken gefunden werden konnte, und da VAN NOUHUYS die III. Schicht ausdrücklich als Fundpunkt „des kleinen Belemniten" erwähnt, so kann an der Selbständigkeit dieses Horizontes nicht wohl gezweifelt werden. Noch evidenter geht das aus dem später zu besprechenden Profil von Fialpopo hervor.

Eine Altersbestimmung dieses Horizonts auf paläontologischer Basis kann sich nur auf dem vorkommenden *Belemnites* cf. *sublainvillei* DESL. gründen. Da diese Art in Europa, speziell in der Normandie, nur in den *Murchisonae*-Schichten vorkommt, so wird man das Alter unseres Horizontes als Dogger β bestimmen müssen, was mit der Schichtenfolge im Profil wiederum ausgezeichnet übereinstimmt.

Fialpopo.

Über das „Lias"-Vorkommen auf Fialpopo schreibt Wanner p. 483:

„Der schwarze, bröckelige Mergelschiefer enthält hier rundliche oder scheibenförmige kalkige Konkretionen bis zu 1 m Durchmesser; Schwefelkiesknollen und ein Kohlebändchen von $\frac{1}{2}$ cm Dicke. Er ist gleichfalls sehr fossilreich. Die hier gesammelte Fauna ist im wesentlichen dieselbe wie die der Insel Jefbie." Brieflich hat der gleiche Autor mir gegenüber betont, daß hier nur e i n Horizont vorliege, eine Gliederung nach seinen Beobachtungen unmöglich sei. Diese Ansicht hat sich, stellen wir das Petrographische in den Vordergrund, durchaus bewahrheitet. Das Gestein gleicht demjenigen von Horizont b auf Jefbie vollkommen; wie dort handelt es sich im allgemeinen um einen sandig-glimmerigen, glaukonitischen Mergel mit nur geringem Kalk- resp. Dolomitgehalt. An Schwefelkiesadern und -körnern, teils frisch, teils verwittert, ist dieser Mergel aber reicher als der von Jefbie, woraus sich das häufige Vorkommen verkiester Ammoniten erklärt, wie sie auf Jefbie in Horizont b nicht vorhanden sind. Aus kalkigen Einlagerungen könnte ein Gesteinsstück stammen, das petrographisch und bis zu gewissem Grade auch durch seinen Fossilgehalt vom Hauptgestein abweicht. Dichter, fast reiner Kalk enthält neben geringen tonigen Gemengteilen wenig Quarz in kleinen Splittern. Das schwarze Gestein ist von Schalen ganz angefüllt, die zum kleineren Teil Gastropoden, in der Hauptsache Lamellibranchiern und Brachiopoden angehören. Bemerkenswert erscheint dabei besonders das zahlreiche Vorkommen von Brachiopoden, die der übrigen Fauna vollkommen fehlen.

Die gesamte von Fialpopo vorliegende Fauna umfaßt folgende Arten:

1. *Plicatula* cf. *spinosa* Sow.
2. *Trigonia* cf. *similis* Agass.
3. *Astarte* aff. *Nicklèsi* Ben.
4. — inter *pisum* et *aalense*
5. *Cucullaea* cf. *inaequivalvis* Goldf.
6. *Arca* sp.
7. *Trichites* sp.
8. *Scalaria* sp.
9. *Harpoceras* cf. *toarcense* d'Orb.
10. — *striatulum* Sow.
11. — sp. (cf. *costula* Rein)
12. — sp.
13. *Phylloceras* sp.
14. *Dactylioceras* sp.
15. *Sphaeroceras* sp.
16. *Belemnites* cf. *subblainvillei* Desl.

Erhaltungszustand und das Zusammenvorkommen mehrerer Arten in einem Gesteinsstück erweist für No. 1—15 die Zugehörigkeit zu einer Fauna, die derjenigen von Horizont b auf Jefbie gleichzusetzen wäre. Dafür spricht auch das Auftreten einer $\frac{1}{2}$ cm mächtigen Kohlenschicht in diesem Horizont auf Jefbie und Fialpopo. Daß ein Fehlen von *Lima*, *Nucula*, *Gryphaea* und *Ostrea* in Fialpopo, das Fehlen von *Trigonia*, *Astarte* aff. *Nicklèsi*, *Sphaeroceras*, *Phylloceras* und *Dactylioceras* in Jefbie bei der nur ca. 1,5 km betragenden Entfernung beider Inseln fazielle Ursachen hat, ist eigentlich kaum anzunehmen. Ein rationelleres Sammeln an beiden Fundpunkten, als es auf den in Frage stehenden Expeditionen möglich war, würde diesen Unterschied wahrscheinlich um so mehr verschwinden lassen, als es sich, abgesehen von *Lima* und *Nucula*, nur um recht spärlich vertretene Arten handelt. *Plicatula* und die kleinen Astarten sind auf beiden Inseln reichlich vertreten.

Zur Altersbestimmung dieser Fauna ist wenig zu bemerken. Ist sie ein Äquivalent von Fauna II auf Jefbie, so ist sie in den Dogger α zu stellen. Und darauf weisen die bestimmbaren Arten unter den Lamellibranchiern zweifellos hin. In nachstehender Tabelle sind die bestimmbaren Arten dieser Fauna und ihr Lager in den verschiedenen Gebieten Europas eingetragen. Es zeigt sich, daß mit Ausnahme der gewöhnlich älteren *Plicatula* cf. *spinosa* und der horizontunbeständigen *Astarte* inter *pisum* et *aalense* der Rest der Formen in allen Gebieten Europas, in denen sie nachgewiesen sind, den Dogger α charakterisieren. *Harpoceras striatulum* geht lokal auch in Europa bis in diesen Horizont hinauf, für den sehr nahverwandten *H. toarcense* ist das für Kalifornien durch Hyatt erwiesen. Ich stelle diese Fauna daher unbedenklich in den Dogger α und betrachte sie als ein Äquivalent des II., und ausschließlich des II. Horizonts auf Jefbie. Ist diese aus einer Untersuchung der Fossilien und ihrer Erhaltung gewonnene Auffassung richtig, so befindet sich in meinem Material kein Harpocere, der auf einen tieferen Horizont, also Lias ζ = Horizont a von Jefbie, mit Bestimmtheit hinweisen würde; zudem fehlen ja die liassischen Arten *H. aalense*, *H.* cf. *radians* und *H. variabile* var. *dispansum* auf Fialpopo vollkommen. Ich glaube deshalb, daß oberster Lias in Fialpopo gar nicht aufgeschlossen ist und das Profil erst mit dem Dogger α beginnt.

	Franken	Schwaben	Lothringen, Luxemburg, Deutsch-Lothringen	Elsaß, Unter-Elsaß	Aargauer Jura	Bassin du Rhône, Normandie	Nordwest-deutschland, Hannover	England, Yorkshire, Wales	Portugal, Spanien
	Schlosser	Quenstedt, Oppel	Benecke, Branca	Janensch, Haug, Lepsius	Moesch	Dumortier, Deslong-champs	Brauns, Seebach	Wright, Tate and Blake, Woodward	Choffat
Trigonia cf. *similis*	—	Dogger α—β (?)	Dogger α	Dogger α	—	—	—	—	—
Plicatula cf. *spinosa*	Lias γ—δ	Lias γ—δ	—	—	Lias ε	—	—	—	—
Astarte aff. *Nicklèsi*	—	—	Dogger α	—	—	—	—	—	—
Astarte inter *pisum* et *aalense*	Dogger γ	Dogger β	Dogger α	—	—	—	Dogger ε	—	—
Cucullaea inaequivalvis	—	Dogger α	Lias ζ— Dogger α	—	—	—	Dogger α	—	—
Harpoceras cf. *toarcense*	Lias $\varepsilon + \zeta$	Lias ζ	—	Lias ζ	Lias ζ	Lias $\varepsilon + \zeta$	—	Lias ζ	—
Harpoceras cf. *striatulum*	—	Lias ζ	—	Lias ζ— Dogger α	Lias ζ	Lias $\varepsilon + \zeta$	—	—	—

Einen zweiten obersten Horizont charakterisieren auch hier Belemniten. In vielen Gesteinsstücken des Horizontes b habe ich vergeblich nach einer Spur eines Belemniten gesucht, in zwei größeren Gesteinsstücken des Belemnitenhorizontes kein Fossil resp. Fossilfragment gefunden, das mit einer Art von b hätte identifiziert werden können. Es kommen in diesem Horizont nur noch unbestimmbare Bruchstücke von Muschelschalen vor. Die Belemniten gehören der gleichen Art, *Belemnites* cf. *sub-blainvillei*, wie auf Jefbie an und lassen das Alter des Horizontes als Dogger β bestimmen.

Petrographisch gleicht dieser Horizont den Gesteinen des Liegenden außerordentlich. Der blätterige, sand- und glimmerreiche, glaukonitische Mergel führt Reste einer schlecht erhaltenen Mikrofauna, von der nur einige Foraminiferen als *Nodosaria* bestimmt werden konnten. Das ganze Gestein ist mit Schwefelkies in Adern und kugeligen Aggregaten durchsetzt.

Bei der petrographisch äußerst wechselvollen, durch lentikuläre Einschlüsse größeren und kleineren Ausmaßes schnell abändernden Ausbildung von Horizont b und der habituellen Ähnlichkeit gewisser Partien mit dem Gestein von Horizont c ist eine Feststellung beider Horizonte im Gelände natürlich sehr schwierig. Die paläontologische Untersuchung und Vergleiche über das Zusammenvorkommen der einzelnen Arten aber lassen uns in Fialpopo zwei Horizonte, Dogger α und β, erkennen, die sich faunistisch den entsprechenden Horizonten auf Jefbie eng anschließen.

Schlußbemerkungen.

Wir haben im vorhergehenden nach den von G. Boehm, van Nouhuys und Wanner aufgesammelten Fossilien und nach einem von van Nouhuys aufgenommenen Profil in den Aufschlüssen von Jefbie und Fialpopo drei Horizonte unterscheiden können:

Dogger β,
Dogger α,
Lias ζ.

Als nächst jüngeres Glied in dieser Schichtenserie dürfen wir wohl die *Hammatoceras*-Schichten betrachten, die G. Boehm auf dem Festland von Misól als Graben zwischen triadischen Athyriden-

kalken entdeckte. Eine direkte Überlagerung unseres Doggers β ist allerdings nicht nachgewiesen. Bei der ganz geringen Entfernung zwischen unseren Aufschlüssen und dem Anstehenden der *Hammatoceras*-Schichten — ca. 4 km — und der großen Übereinstimmung dieser Schichten — sowohl faunistisch als petrographisch — mit dem europäischen Dogger γ speziell in Süddeutschland wird man diese Schichten wohl auch in den Molukken im direkten Hangenden des Doggers β erwarten dürfen, zumal das ganze Profil faunistisch durchaus europäischen Charakter trägt. Es ergibt sich also für den Misólarchipel eine der europäischen vollkommen ähnliche Folge der Faunen resp. der Leitformen vom Lias ζ—Dogger γ. Daß dabei eine große Anzahl von charakteristischen Arten dieser Horizonte fehlt, kann einmal in einer gewissen Lückenhaftigkeit des Materials seinen Grund haben, wie sie erstmalige Aufsammlungen stets aufweisen müssen, ist aber vor allem als Folgeerscheinung einer gewissen Auslese zu betrachten, wie sie besonders bei passiv wandernden Faunen infolge der wechselnden bionomischen Verhältnisse auf der durchwanderten Wegstrecke stattfinden muß.

Darauf komme ich weiter unten nochmals zurück. Hier möchte ich zunächst auf Abänderungen im Gesteinscharakter hinweisen, wie sie sich in unserem speziellen Profil und darüber hinaus in den von Boehm und Wanner festgelegten Schichten des Hangenden beobachten lassen. Über dem schwarzen Liaston liegt der untere Dogger in sandig-mergeliger, reichlich Glaukonit führender Fazies. Noch einmal schalten sich im Dogger γ Kalke ein, dann aber folgen in beträchtlichen Mächtigkeiten verschiedene sandige Bildungen: Boehm's Horizont der bunten Sandsteine und Wanner's Aucellenhorizont, die beide noch dem Dogger angehören dürften. In diesem immer stärkeren Vorherrschen sandiger Gesteine zeigt sich deutlich eine mit dem Dogger einsetzende Regression des Meeres in diesen Gebieten, wie sie Dacqué kürzlich für alle Geosynklinalmeere um Lemuria hervorgehoben hat.

Wenn ich im vorhergehenden für die einzelnen Horizonte meines Profils europäische Bezeichnungen angewandt habe, so wollte ich dadurch nicht nur eine faunistische, sondern auch eine zeitliche Übereinstimmung zum Ausdruck bringen. Denn mir scheinen die folgenden Tatsachen und Erwägungen ausschließlich

dafür zu sprechen, daß Leitfossilien resp. Leitfaunen auch über weite Gebiete ihren stratigraphischen Wert behalten, daß unbeschadet großer Horizontalentfernung gleiche Faunen gleiches Alter besitzen können, ja müssen.

Eine nicht nur für die Frage der Leitfossilien, sondern auch für andere, paläontologische, paläogeographische und stratigraphische Probleme sehr wichtige Tatsache ist meines Erachtens von den meisten Autoren zu wenig gewürdigt worden. Das ist die von der Längsrichtung der rezenten Hauptmeere vollständig abweichende Längsrichtung der Tethys.

Unsere heutigen Hauptmeere haben, abgesehen vom Indischen Ozean, eine ungehinderte Erstreckung in nordsüdlicher Richtung; in ostwestlicher Richtung, der Richtung der (primären) äquatorialen Westtrift sind sie von Landmassen eingeengt. Ihre Längsachse läuft also in der Richtung der Erdachse und senkrecht zum Äquator. (Beim Stillen Ozean ist die NS.-Erstreckung ungefähr gleich der OW.-Erstreckung.) Das umgekehrte Verhältnis zeigt die Tethys. Bei gleicher Pollage wie heute verlief die Längsachse der Tethys ungefähr senkrecht zur Richtung der Erdachse und parallel zum Äquator. Selbst bei einer von der gegenwärtigen etwas abweichenden Lage der Pole dürfte der prinzipielle Unterschied zwischen der Orientierung des heutigen und der des mesozoischen Hauptmeeres nur in geringem Maße abgeschwächt resp. verstärkt erscheinen.

Große Teile der Tethys haben nördlich vom Äquator gelegen. Daß dieses Meer aber auch in beträchtlicher Ausdehnung auf die Südhalbkugel übergegriffen hat, beweisen die durchaus „europäischen" Faunen und Faunenfolgen, die in den Molukken[1], in Neu-Guinea[2], in Australien[3] und Südamerika[4] aufgefunden worden sind. Und hier, im Gebiet des äquatorialen Gürtels, mußten genau wie heutigentags OW. gerichtete Meeresströmungen entstehen, die aber in der OW. gerichteten Längsachse der Tethys einen gewaltigen Auslauf fanden, wie er allen heutigen, gerade in der OW.-Richtung begrenzten Meeren abgeht. Höchstens der Golfstrom könnte zum Vergleich herangezogen werden. Meeres-

[1] Siehe die Arbeiten von G. Boehm, Rothpletz, Martin, Wanner etc.
[2] G. Boehm.
[3] Siehe Clarke, Moore.
[4] Siehe Burmeister, Giebel, Steinmann und seine Schüler.

strömungen müssen also in der Tethys eine ganz exzeptionelle Rolle gespielt haben.

Welche Bedeutung diese Strömungen für die Verbreitung der Meeresorganismen besitzen, ist allgemein bekannt und durch die Arbeiten von JOHANNES WALTHER auch den Geologen geläufig geworden. Nicht nur das Plankton wird auf diese Weise weithin verfrachtet, auch die Tiere des Benthos erreichen infolge einer solchen, man könnte sagen passiven Wanderung sehr weite Verbreitung. Denn die Larven fast aller benthonisch lebenden Tiere gehören eine kürzere oder längere Zeit dem Plankton an und treiben in geringer Tiefe unter der Oberfläche mit der Strömung dahin. Hierher gehören heute die Crinoiden, alle Brachiopoden, der weitaus größte Teil der Lamellibranchier, die Gastropoden, Cephalopoden etc., und es ist kein Grund zu der Annahme vorhanden, daß es in früheren Perioden anders gewesen wäre.

Daß die Dauer dieses Treibens durch die ontogenetische Entwicklung der Larven zeitlich beschränkt ist und in manchen Fällen nur einige Tage erreichen mag, kann den Wert der Tatsache an und für sich nicht herabdrücken. Brachiopodenlarven können sich nach BLOCHMANN[1] höchstens 8 Tage im Wasser schwimmend halten. Sie könnten aber schon in dieser kurzen Zeit, worauf KOKEN[2] hinwies, mit einem Strom von der Schnelligkeit des Golfstroms 1000 km verschleppt werden. Wo derartige Larven beim Niedersinken zusagende Verhältnisse vorfinden, da werden sie sich weiterentwickeln und nach wenigen Jahren schließlich selbst von hier aus Keime ins Meer senden, die der Strom weiterträgt.

Inseln, die im Verlauf solcher Strömungen liegen, unterstützen die Ausbreitung der „passiv" wandernden Arten; in gleicher Weise sekundäre Küstenströme von kleinerem oder größerem Wirkungsbereich. Deshalb können die einzelnen Arten in relativ kurzer Zeit alle Gebiete eines Meeres besiedeln, die ihnen zusagende Existenzbedingungen bieten und die im weiteren Bereich der verfrachtenden Strömungen liegen. Aktive Wanderungen der frei beweglichen Arten mögen dabei lokal auch von Bedeutung sein. Die Gleichartigkeit der Litoralfauna des Indisch-Pazifischen Ozeans dürfte nicht zum wenigsten seinen Grund in der fort-

[1] Zur Systematik und geographischen Verbreitung der Brachiopoden. Zeitschr. wiss. Zoologie. **90**. Leipzig 1908.

[2] Indisches Perm und permische Eiszeit.

währenden Kommunikation der einzelnen Lebensbezirke haben, wie sie durch ein stark entwickeltes Netz von Meeresströmungen bedingt wird. Es mag auch kein Zufall sein, daß diese Einheitlichkeit der Litoralfauna gerade in dem Meer der Gegenwart so stark hervortritt, das eine beträchtliche Ausdehnung in der OW.-Richtung, also der Hauptströmungsrichtung besitzt.

Diese eben kurz skizzierten Verhältnisse, die heute für die Wanderung und Ausbreitung der Arten und Faunen von Wichtigkeit sind, müssen auch in früheren Perioden wirksam gewesen sein, und in höherem Grade dort, wo sie durch eine günstige geographische Lage der Meere unterstützt wurden. Das war aber ganz besonders bei der Tethys der Fall, deren OW.-Erstreckung sich zu derjenigen des Stillen Ozeans ungefähr wie 5 : 3 verhalten haben muß. Die Faunen dieses mesozoischen Meeres müssen deshalb in stärkerem Maße weltweite Verbreitung besessen haben als die des Indisch-Pazifischen Ozeans. Aus dem gleichen Grunde können resp. müssen idente, aber räumlich weit entfernte Faunen gleichalterig sein; denn die Dauer der Verfrachtungen ist, geologisch gemessen, doch recht gering und kann bei Zeitbestimmungen nicht ins Gewicht fallen. Wie wollte man denn sonst auch das Vorhandensein von gleichen Faunenfolgen in Europa, Indien, Australien und Südamerika erklären, das doch tatsächlich erwiesen ist und oft eine gleiche Differenzierung in α, β, γ etc. in allen Gebieten gestattet? Diese Tatsache ist für die uns beschäftigende Frage absolut eindeutig und beweist eine Gleichzeitigkeit der gleichen Fauna in weiten Gebieten resp. das Vorhandensein von Universalfaunen in der Tethys. Jeder andere Schluß aus dieser Tatsache würde zu ganz absurden Konsequenzen führen.

Daß diese gleichalterigen Faunen im Fehlen einmal dieser, einmal jener Komponente lokale Abweichungen aufweisen und aufweisen müssen, ist selbstverständlich. Treiben die Larven einer ganzen Fauna mit der Strömung, so werden lokal meist nur einzelne Arten gute Existenzbedingungen finden und sich ansiedeln; andere, welche ihre Entwicklung zwingt, an der gleichen Stelle ihr Wanderleben aufzugeben und niederzusinken, werden in den neuen Verhältnissen keine ihnen zusagende Lebensbedingungen antreffen, die zugetriebenen Larven werden absterben. Durch eine derartige Auslese wird sich in den meisten Fällen ein von der Ausgangsfauna mehr oder weniger abweichender

Lokalcharakter in der Zusammensetzung herausbilden, d. h. die alte Fauna wird gewissermaßen aufgelöst und verteilt ihre Komponenten auf dem durchwanderten Wege nach den jeweils vorgefundenen Verhältnissen. Nur dort, wo die Bedingungen denen des Herstammungsgebietes gleichen und in jeder Weise gleichen, werden wir alle Arten wieder beisammen erwarten können. Daß aber in weit entfernten Gebieten eine ganze europäische Fauna, die Arten aus ganz verschiedenen Tiergruppen, mit ganz verschiedener aktiver Wanderfähigkeit enthält, sich wiederfindet, beweist die Verfrachtung im Larvenstadium durch ein gemeinsames Mittel, durch Meeresströmungen. Und daß derartige Faunen in Indien, den Molukken und Amerika verschiedentlich aufgefunden worden sind, muß uns als ein Beweis gelten für das Vorhandensein gewaltiger, weitauslaufender Strömungen im Gebiete der Tethys, wie man sie ja schon aus der Lage dieses Meeres zur Drehungsachse der Erde erschließen kann.

Diese Tatsachen sind meines Erachtens bei einer Kritik unserer stratigraphischen Methode, bei einer Diskussion über den Wert der Leitfossilien resp. Leitfaunen in erster Linie zu berücksichtigen. Sie sprechen jedenfalls für eine Gleichalterigkeit identer, wenn auch räumlich weit auseinander liegender Faunen. Natürlich darf man in diesen Fragen nicht engherzig sein. Überall unsere europäische Zonengliederung bis ins einzelne wiederfinden zu wollen, würde eine Verkennung dessen bedeuten, was man bei den wechselvollen bionomischen Verhältnissen großer Meere überhaupt erwarten kann. Wir dürfen doch niemals vergessen, daß unsere detaillierte europäische Zonengliederung viele ganz lokale Horizonte mit einschließt, die ihre spezifische Ausbildung, ihre Charakterisierung durch eine ganz bestimmt zusammengesetzte Fauna nur ganz lokalen Einflüssen verdanken, die zur gleichen Zeit in anderen Teilen des Hauptmeeres nicht wirksam gewesen zu sein brauchen und die bei uns in vielleicht gerade gut charakterisierten Horizonten registriert worden sind.

Das Bild, das uns unsere europäische Schichtenfolge vom Normalaufbau einer Formation gibt, ist also durch lokale Einschaltungen kleineren und größeren Ausmaßes getrübt, und wir sind nicht in der Lage, in Europa allein das Wesentliche vom Unwesentlichen zu unterscheiden. Deshalb, und weil auch andere Gebiete wieder ihre eigenen lokalen Abänderungen besitzen, können

wir von vornherein gar nicht verlangen, daß sich überall unsere Gliederung in α, β, γ etc. wiederholt. Wir müssen anderwärts Mischfaunen finden, die aus den einzelnen Faunen verschiedener unserer Zonen zusammengesetzt sind, und werden in einem Teil unserer Faunen „Mischfaunen" erblicken müssen, die in anderen Gebieten eine Differenzierung und Auflösung in einzelne Zonenfaunen erfahren haben.

Und diese „Mischfaunen" sind die eigentlichen Primärfaunen, während die speziellen Zonenfaunen in unseren und fremden Gebieten doch gewissermaßen nur „Absenker" von diesen darstellen[1]. Deshalb sind die Grenzen, welche wir aus unseren europäischen Verhältnissen heraus den Leitfaunen nach unten und oben gesetzt haben, nur mehr oder weniger lokale, die sich durchaus nicht immer mit den anderswo zu beobachtenden zu decken brauchen. Unsere Leitfaunen sind eben häufig bloß Teilfaunen einer wirklichen Leitfauna, und unsere Zonengliederung ist, wenn man sie auch häufig genug in exotischen Gebieten wiederfindet, im allgemeinen für weitausgreifende stratigraphische Vergleiche doch zu detailliert. Für derartige Arbeiten sind daher nicht alle unsere Leitfaunen in ihrer bei uns festgelegten Fassung zu gebrauchen. Eine sehr beträchtliche Anzahl aber besteht nach dem, was aus anderen Erdteilen an Profilen und Faunen bekannt geworden ist, zu vollem Recht.

Die Bedeutung des Juravorkommens auf Jefbie und Fialpopo für die Wertung der Neumayr'schen Klimazonen brauche ich wohl nicht näher zu diskutieren. Die große, z. T. vollständige Übereinstimmung der einzelnen Arten mit europäischen Formen läßt die direkten Beziehungen zum mitteleuropäischen Oberlias und Unterdogger zu klar hervortreten. Desgleichen erübrigt sich eine weitausholende paläogeographische Betrachtung, da erst 1897 Pompeckj die damals bekannten „ostmediterranen" Liasvorkommen zusammenfassend behandelte, und in den seither veröffentlichten Arbeiten über neue Lias- resp. Unterdoggerfunde stets die Bedeutung des Vorkommens für paläogeographische Fragen hinlänglich hervorgehoben wurde.

[1] Für eine derartige Auffassung sprechen nach Renz, Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias p. 82 auch gewisse stratigraphische Momente im europäischen Lias, z. B. das schärfere Hervortreten der einzelnen Zonen im englischen gegenüber dem portugiesischen Lias.

Literaturverzeichnis.

1. Agassiz, L.: Études critiques sur les Mollusques fossiles. Mémoire sur les Trigonies. Neuchâtel 1842—1845.
2. Benecke, E. W.: Beitrag zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 1. 1898.
3. — Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft VI. 1905.
4. Bigot, A.: Mémoire sur les Trigonies. Contribution à l'étude de la faune jurassique de Normandie. Caen 1893.
5. Boehm, G.: Aus den Molukken. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **53**. Briefl. Mitt. 1901.
6. — Neues aus dem Indo-Australischen Archipel. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXII. 1906.
7. — Zur Geologie des Indo-Australischen Archipels. Nachträge V. Zur Kenntnis der Südküste von Misól. Centralbl. f. Min. etc. 1910. No. 7.
8. Branco, W.: Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. **2**. Heft 1. Straßburg 1879.
9. Brauns, D.: Der mittlere Jura im nordwestlichen Deutschland. Kassel 1869.
10. Buckman, S. S.: A monograph on the Inferior Oolithe Ammonites of the British Islands. The Palaeontographical Society. London 1890.
11. Burckhardt, C.: Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Kordillere. I. Hälfte. Palaeontographica. 1903, 1904. **50**.
12. Burmeister, H. und C. Giebel: Die Versteinerungen von Juntas im Tal des Rio de Copiapo. Abh. d. Naturf. Ges. zu Halle. Halle 1861.
13. Choffat, P.: Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. Section des travaux géologiques du Portugal. Étude stratigraphique et paléontologique des Terrains jurassiques du Portugal. Lisbonne 1880.
14. Clarke: Marine fossilifer, secondary formations in South Australia. Quart. Journ. **5**. 23. 1867.
15. Dacqué: Der Jura in der Umgebung des lemurischen Kontinents. Geol. Rundschau. **1**. Heft 3. 1910.
16. Deslongchamps, E. E.: Le Jura Normand. Études paléontologiques des divers niveaux jurassiques de la Normandie. Paris, Caen 1877.
17. Dumortier, Eug.: Études paléontologiques sur les Dépôts jurassiques du Bassin du Rhône. Paris 1875. Savy, Editeur.
18. Giebel: Juraversteinerungen von Juntas. Brief an Beyrich. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **12**. 1860. p. 185.
19. Goldfuss: Petrefacta Germaniae. Düsseldorf 1826—1833.
20. Gottsche, C.: Über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Kordillere. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Herausgegeben von A. Stelzner. Palaeontographica. Suppl. III. Lief. B. 1878.
21. Haug, E.: Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. 1885.

22. Haug, E.: Mitteilungen über die Juraablagerungen im nördlichen Unterelsaß. Mitt. d. Kommission f. d. geol. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. I. 24. 1888.
23. Horn, E.: Die Harpoceraten der *Murchisonae*-Schichten des Donau—Rhein-Zuges. Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt. **6**. Heft 1. 1908.
24. Hudleston, W. H.: A monograph of the inferior oolite Gasteropoda. Part I. British jurassic Gasteropoda. Palaeont. Soc. London 1847.
25. Hyatt, A.: Jura and Trias at Taylorville, California. Bull. Geol. Soc. of Amer. **3**.
26. Janensch, W.: Die *Jurensis*-Schichten des Elsaß. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 5. 1902.
27. Kitchin, F. L.: Palaeontologia Indica. Memoirs of the geological Survey of India. Ser. IX. **3**. Part II. No. 1. Genus *Trigonia*. Calcutta 1903.
28. Koch, Fr. C. L. und W. Dunker: Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Oolithgebildes und dessen Versteinerungen. Braunschweig 1837.
29. Koken, E.: Indisches Perm und permische Eiszeit. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. Festband 1907.
30. Laube, G. C.: Die Bivalven des braunen Jura von Balin. Denkschrift d. K. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. **27**. Wien 1867.
31. Lepsius, R.: Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Unterelsaß. Leipzig, Wilh. Engelmann, 1875.
32. Lycett, John: A monograph of the British fossil Trigoniae. Palaeontographical Soc. London 1872—1879.
33. Martin, K.: Mesozoisches Land und Meer im Indischen Archipel. Dies. Jahrb. 1907. I.
34. Meneghini, J.: Monographie des fossiles du Calcaire rouge ammonitique. Milano 1867—1881.
35. Moesch, C.: Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. IV. 1867.
36. Moore, Ch.: Australian mesozoic Geology and Palaeontology. Quart. Journ. **26**. 1870.
37. Möricke, W.: II. Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika von Steinmann. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. 1894.
38. Morris and Lycett: A monograph of the Mollusca from the Great Oolite. London. Palaeontographical Soc. 1854.
39. Oppel, A.: Paläontologische Mitteilungen aus dem Museum des Kgl. Bayrischen Staates. Stuttgart 1862. Ebner und Seubert.
40. d'Orbigny, A.: Terrains jurassiques. T. I. Paris 1842.
41. — Terrains jurassiques. T. II. Les Gastéropodes. Paléontologie française. Paris 1850.
42. Pompeckj, J. F.: Paläontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **49**. 1897. p. 713.
43. Quenstedt, Fr. Au.: Der Jura. Tübingen 1858.
44. — Die Ammoniten des schwäbischen Jura. I. Bd. Der schwarze Jura. Stuttgart 1883—1885.

45. Renz, C.: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Dies. Jahrb. 1912. I. Bd.
46. Rothpletz, A.: Die Perm-, Trias- und Juraformation auf Timor und Rotti im Indischen Archipel. Palaeontographica. **39**. 1892.
47. Roemer, Fr. A.: Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithengebirges. Nachtrag. Hannover 1839.
48. Schlosser, M.: Die Fauna des Lias und Dogger in Franken und der Oberpfalz. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **53**. 1901.
49. v. Seebach, K.: Der Hannoversche Jura. Berlin 1864.
50. Sowerby, J.: Großbritanniens Mineralconchologie. Deutsche Bearbeitung von Dr. Agassiz. Neuchâtel 1837.
51. Steinmann, G.: Geologischer Führer der Umgegend von Metz. Vierter Jahresber. d. Ver. f. Erdk. zu Metz pro 1881. Metz 1882.
52. Terquem, M. O.: Paléontologie de L'étage inférieur de la Formation liassique de la Province de Luxembourg, Grand-Duché (Hollande), et de Hettange. Memoirs de la Soc. géol. de France. II. Serie. 1855.
53. Thevenin, A.: Paléontologie de Madagascar. Fossiles liassiques. Annales de Paléontologie. T. III. 1908.
54. Uhlig, V.: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. der geol. Ges. Wien. III. 1911.
55. Vacek: Über die Fauna der Oolithe von Cap San Vigilio. Abh. d. k. k. Reichsanst. Wien. **12**. No. 3. 1886.
56. Voltz, Ph. L.: Observations sur les Bélemnites. Paris 1830.
57. Walther, J.: Bionomie des Meeres. I. Teil der Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893.
58. — Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1897. Heft II.
59. Wanner, J.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Insel Misól (Niederländisch-Ostindien). Tijdschrift van het Koninklijk nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. 2. Serie. XXVII. 1910.
60. — Einige geologische Ergebnisse einer im Jahre 1909 ausgeführten Reise durch den östlichen Teil des Indoaustralischen Archipels. Vorläufige Mitteilung. Centralbl. f. Min. etc. 1910. p. 137.
61. Wepfer, E.: Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. Palaeontographica. **59**. 1911.
62. Woodward, H. B.: The jurassic Rocks of Britain. Memoirs of the geological Survey of the United Kingdom. London 1893.
63. Wright, Th.: Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands. The Palaeontographical Society. London 1878—1886.
64. v. Zieten, C. H.: Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart 1830.

Tafel-Erklärungen.

Tafel XXI.

Fig. 1. *Serpula segmentata* Dum. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 589.
„ 2. *Trichites lilintanus* G. Boehm. Jefbie. ca. $\frac{1}{3}$. p. 591.
„ 3. *Lima semicircularis* Goldf. Linke Klappe. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 592.
„ 4—9. *Plicatula* cf. *spinosa* Sow. Rechte Klappen. $\frac{1}{1}$. p. 595.
4. Jugendliche Klappe. Jefbie.
5—7 von Fialpopo.
8—9 von Jefbie.

Originale zu Fig. 1—4 und 8—9 in der Sammlung von G. Boehm, Freiburg i. B.

Originale zu Fig. 5—7 im Geologischen Institut der Universität Bonn.

Tafel XXII.

Fig. 1. *Nucula Hammeri* Goldf. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 598.
a) rechte Klappe von außen,
b) rechte Klappe von innen.
„ 2. *Cucullaea inaequivalvis* Goldf. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 598.
a) linke Klappe mit stärkeren Rippen,
b) rechte Klappe mit feineren Rippen.
„ 3. *Cucullaea* cf. *oblonga* Sow. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 600.
„ 4. *Trigonia* cf. *similis* Agass. Linke Klappe. Fialpopo. $\frac{1}{1}$. p. 601.
„ 5—6. *Astarte* inter *pisum* Koch et Dunker et *aalense* Opp. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 602.
5a. rechte Klappe (nach Zeichnung),
5b. Schale von oben,
6. linke Klappe.
„ 7. *Astarte* aff. *Nicklèsi* Benecke. Fialpopo. $\frac{1}{1}$. p. 606.
„ 8—12. *Astarte elegans major* Ziet. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 604.
8, 9 und 12 rechte Klappen,
11 linke Klappe,
10 Ansicht von oben.

Originale zu Fig. 6a—b, 6 und 12 in der Sammlung von G. Boehm, Freiburg i. B.

Originale zu Fig. 1a—b, 2a—b, 3, 4, 7. 8—11 im Geologischen Institut der Universität Bonn.

Tafel XXIII.

Fig. 1. *Dimya* sp. auf fossilem Holze. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 597.
„ 2a—c. *Amberleya* aff. *Orbignyana* Hudl. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 607.
„ 3a—b. *Harpoceras aalense* Ziet. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 608.
(nach Zeichnung.)
„ 4. *Harpoceras toarcense* d'Orb. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 616.
„ 5a—b. *Harpoceras* cf. *striatulum* Sow. Fialpopo. $\frac{1}{1}$. p. 618.
„ 6a—b. *Harpoceras* cf. *variabile* var. *dispansum* Lyc. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 611.
(Die Rückenansicht nach Zeichnung.)

Originale zu Fig. 1, 2a, 3a—b in der Sammlung von G. Boehm, Freiburg i. B.

Originale zu Fig. 2b—c, 4, 5a—b und 6a—b im Geologischen Institut der Universität Bonn.

Tafel XXIV.

Fig. 1. Fossilreiche Bank des Dogger α von Jefbie. ca. $\frac{3}{4}$. p. 615. Mit
Harpoceras cf. *toarcense* d'Orb.
Astarte cf. *elegans* Sow. (vorn unten).
Fragment von *Oxytoma* cf. *Münsteri* Br.
(in der Mitte rechts).
Astarte inter *pisum* Koch et Dunker et *aalense* Opp.
(rechts von der größeren *Astarte*).

„ 2. *Harpoceras* cf. *comense* v. Buch. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 619.

„ 3. *Harpoceras* sp. (aff. *fluitans* Dum.). Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 620.

„ 4—8. *Belemnites subblainvillei* Desl. $\frac{1}{1}$. p. 621.
4 und 5 von Jefbie,
6 und 7 von Fialpopo,
7 mit Phragmokon und Embryonalblase,
8 mit großer Embryonalblase.

„ 9. *Eryma* sp. Jefbie. $\frac{1}{1}$. p. 622.
(Zeichnung)

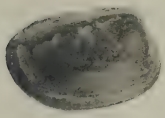
Originale zu Fig. 1—3 und 9 in der Sammlung von G. Boehm, Freiburg i. B.

Originale zu Fig. 4—8 im Geologischen Institut der Universität Bonn.

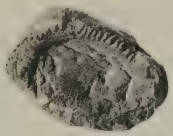
Soergel phot.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

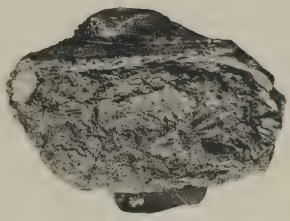
W. Soergel: Lias u. Dogger von Jefbie u. Fialpopo.



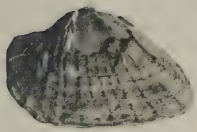
1 a.



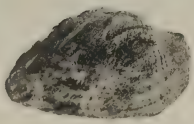
1 b.



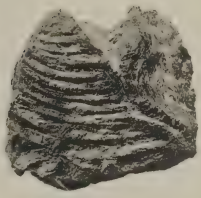
3.



2 a.



2 b.

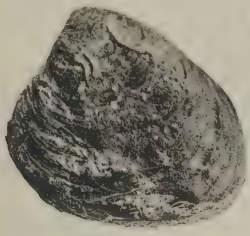


4.

5 a.

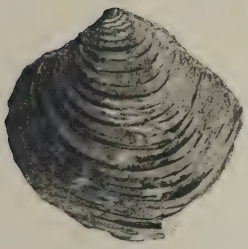
5 b.

6.



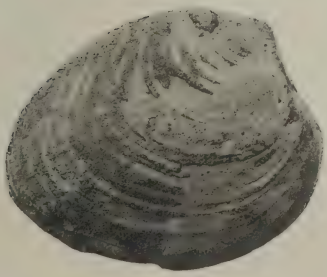
7.

10.

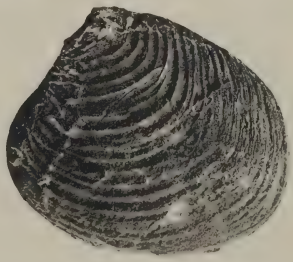


8.

9.



11.

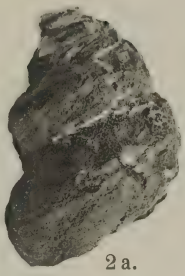


12.

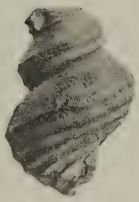
Soergel phot. Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

W. Soergel: Lias u. Dogger von Jefbie u. Fialpopo.

1.



2 a.



2 b.

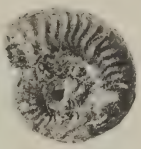
2 c.

3 a.

3 b.

4.

6 a.



5 a.

5 b.

6 b.

Soergel phot.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

W. Soergel: Lias u. Dogger von Jefbie u. Fialpopo.

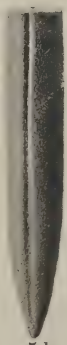
1.

2.

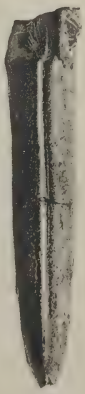
3.

4.

5 a.

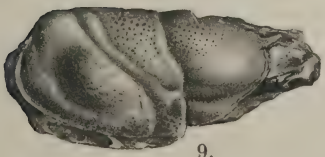


5 b.



6.

7.



9.

8.

Soergel phot. Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

W. Soergel: Lias u. Dogger von Jefbie u Fialpopo.

Zur Geologie des östlichen Kaukasus.

Von

Dr. phil. **Carl Renz.**

Mit Taf. XXV—XXIX und 3 Textfiguren.

I. Teil.

Im Jahre 1904 hatte ich in Kürze die Ergebnisse meiner im Sommer zuvor unternommenen Forschungsreise durch Daghestan (östlicher Kaukasus) im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. publiziert[1].

Die Bearbeitung meiner umfangreichen paläontologischen Aufsammlungen aus der Juraformation von Daghestan, die in St. Petersburg erscheinen soll, wurde inzwischen fertiggestellt.

Da jedoch bis zum Erscheinen des Hauptwerkes noch eine geraume Zeit verstreichen dürfte, möchte ich zunächst wenigstens die sich aus der paläontologischen Untersuchung ergebenden Erweiterungen in Form einer vorläufigen Mitteilung veröffentlichen.

Meine daghestanischen Jurafaunen[1] sind nach meinen neueren Bestimmungen durch folgende Arten bereichert worden:

Harpoceras (Lioceras) opalinum Rein. var. *compta* Rein.
— *(Ludwigia) Murchisonae* Sow. var. *planata* Quenst.
— *(Ludwigia) Lucyi* Buckman
Sonninia Schlumbergeri Haug
Stephanoceras Bayleanum Oppel var. *Lichtensteini* Papp emend. Renz
— *turgidulum* Quenst.
— *umbilicum* Quenst.
— *mutabile* Quenst.

[1] Carl Renz, Der Jura von Daghestan. Dies. Jahrb. 1904. II. p. 71—85. Vergl. ferner Carl Renz, Über den Jura von Daghestan. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1904. **56**. p. 168—171 (Vortrag).

Stephanoceras cf. *pinguis* Quenst.
Parkinsonia pseudoparkinsoni Wetzel
— *doneziana* Bor.
— *Eimensis* Wetzel
— *subarietis* Wetzel
— *acris* Wetzel
— *depressa* Quenst.
— *Schamyli* Renz (nov. sp.)
Haploceras psilodiscum Schloenb.
Rhacophyllites Loryi Munier-Chalmas
Phylloceras euphyllum Neum.
— *Kudernatschi* Hauer
— cf. *Benacense* Catullo
— *disputabile* Zittel
— *Zignoi* d'Orb. var. *Nausikaae* Renz
— *Pompeckji* Hug nov. var.
— *tatricum* Pusch
Lytoceras aff. *Linneanum* d'Orb.
— *polystoma* Quenst.
— *polyanchomenum* Gemm.
Hecticoceras Schumacheri Noetl.
— *Socini* Noetling
Hecticoceras lunuloides Kilian
Nebrodites Agrigentinus Gemm.
— *Randenensis* Moesch.
— *Cafisii* Gemm.
— *Doublieri* d'Orb.
— *Sartoriusi* Gemm.
— *peltoideus* Gemm.
Idoceras laxevolutum Font.
— *neogaeum* Burckh.
— aff. *Soteloi* Burckh.
— aff. *Balderi* Oppel
— *Malletianum* Font.
Perisphinctes Navillei Favre
— *evolutus* Neum.
— *plicatilis* Sow.
— *promiscuus* Bukow.
— cf. *Berlieri* Loriol
— *consociatus* Bukow.
— *tenuissimus* Smierad.
— *(Aulacosphinctes) Torquatus* Sow. var. *infundibula* Uhl.
Peltoceras arduennense d'Orb.
Cardioceras excavatum Sow.
Holcostephanus Lommonossovi Vischniakoff.

Diese für Daghestan neuen Ammonitenarten stammen von den Fundorten:

1. **Tschirach,**
2. **Guli und Umgebung,**
3. **Osthang der Höhen zwischen Schira und Sumbatul,**
4. **Tschoch und Umgebung,**
5. **Gunib und Umgebung,**
6. **Arakani**

und verteilen sich folgendermaßen auf die einzelnen Vorkommen:

Tschirach:

Stephanoceras turgidulum Quenst.

Guli und Umgebung:

Harpoceras (Lioceras) opalinum Rein. var. *compta* Rein. Taf. XXVII Fig. 9
Harpoceras (Ludwigia) Murchisonae Sow. var. *planata* Quenst.
— (*Ludwigia*) *Lucyi* Buckman

Sonninia Schlumbergeri Haug. Taf. XXVII Fig. 6
Stephanoceras Bayleanum Oppel var. *Lichtensteini* Papp emend. Renz
— *turgidulum* Quenst.
— *umbilicum* Quenst.
— *mutabile* Quenst.
Parkinsonia doneziàna Bor.
— *Eimensis* Wetzel
— *subarietis* Wetzel
— *acris* Wetzel
— *depressa* Quenst.
— *Schamyli* Renz (n. sp.)
Haploceras psilodiscum Schloenb.
Rhacophyllites Loryi Mun.-Chal. (5 Werst hinter Guli gegen Aschti). Taf. XXVII Fig. 5
Phylloceras Zignoi d'Orb. var. *Nausikaae* Renz
— *tatricum* Pusch
— *Kudernatschi* Hauer
— *disputabile* Zittel
— *Pompeckji* Hug. nov. var.
Lytoceras aff. *Linneanum* d'Orb.
— *polyanchomenum* Gemm.
— *polystoma* Quenst.
Nebrodites Agrigentinus Gemm.
— *Randenensis* Moesch.
— *Cafisii* Gemm.
— *Doublieri* d'Orb.
— *Sartoriusi* Gemm.
— *peltoideus* Gemm.
Idoceras aff. *Soteloi* Burckh.
— *neogaeum* Burckh.
— *laxevolutum* Font.
— aff. *Balderi* Oppel
— *Malletianum* Font.
Perisphinctes Navillei Favre. Taf. XXIX Fig. 5
— *evolutus* Neum.
— *plicatilis* Sow.
— *promiscuus* Bukow.
— cf. *Berlieri* Loriol
— *consociatus* Bukow.
— *(Aulacosphinctes) Torquatus* Sow. var. *infundibula* Uhl.

Zwischen Schira und Sumbatul:

Hecticoceras Schumacheri Noetling. Taf. XXVII Fig. 8
— *Socini* Noetling. Taf. XXVII Fig. 7.

Tschoch und Umgebung:

Phylloceras Kudernatschi Neum.
Lytoceras polyanchomenum Gemm. Taf. XXVII Fig. 4
Hecticoceras lunuloides Kilian
Parkinsonia acris Wetzel
Parkinsonia Eimensis Wetzel
— *subarietis* Wetzel
— *pseudoparkinsoni* Wetzel
Perisphinctes tenuissimus Smier.
Peltoceras arduennense d'Orb.

Gunib und Umgebung (Rugzinska trabinka und Hototsch):

Holcostephanus Lommonossovi Vischn.
Haploceras psilodiscum Schloenb.
Parkinsonia Eimensis Wetzel
— *depressa* Quenst.
Phylloceras Kudernatschi Hauer
Phylloceras aff. *Kunthi* Neum.
— *euphyllum* Neum.
Lytoceras polyanchomenum Gemm.
— *polystoma* Quenst.
Hecticoceras Socini Noet.

Arakani:

Cardioceras excavatum Sow. Taf. XXIX Fig. 3.

Die Fundorte meiner jurassischen Ammonitenfaunen Daghestans liegen mit Ausnahme der Vorkommen des *Cardioceras excavatum* Sow. und des *Holcostephanus Lommonossovi* Vischn. in dem sogen. Geodenterrain von Daghestan, d. h. in einem weit ausgedehnten Gebiet dunkler Schiefer, die z. T. mit härteren (öfters auch kalkigen) Sandsteinschichten wechseln. Dieser Schieferkomplex enthält vielfach Geoden (meistens aus Toneisenstein, eisenschüssigem Mergel), deren Einschlüsse die am besten erhaltenen Fossilien lieferten. Die Fossilführung ist natürlich nicht ausschließlich auf die Geoden beschränkt, auch die härteren (kalkig-) sandigen Zwischenlagen der Schiefer können fossilhaltig sein.

Die obersten Glieder des daghestanischen Jura sind dagegen kalkig-dolomitisch-oolithisch ausgebildet; es handelt sich um meist helle, graue bis gelbe, sehr harte Gesteine, die im Verhältnis zu der viel mächtigeren Schieferformation nur eine geringe Vertikalausdehnung besitzen. Infolge ihrer Härte und größeren Widerstandsfähigkeit gegen Atmosphärilien bilden sie im Gegensatz zu den weicheren Oberflächenformen der leicht der Verwitterung erliegenden Schieferformation schroffere Gebirgsformen und treten sowohl hierdurch, wie durch ihre hellere Färbung in dem äußerst eintönigen Landschaftsbilde scharf hervor.

Der Jura des inneren Daghestans zerfällt daher hinsichtlich seiner petrographischen Beschaffenheit in zwei vollständig verschiedene, ungleich große Vertikalabschnitte, eine kalkig-oolithisch-dolomitische oberste und eine umfangreichere schieferig-sandige untere Abteilung.

Die dunkelgefärbten Bildungen der Schichtenfolge entsprechen dem Lias, Dogger und unteren Malm, die lichten Gesteine der oberen Etage dagegen den höheren Zonen des Malm (Tithon), wenn man von stratigraphischen Einzelheiten absieht.

Diese Verhältnisse gelten überall für die von mir erforschten jurassischen Gebietsteile Daghestans.

Nach meiner Beobachtung geht die Schichtenfolge lückenlos durch.

Anzeichen einer nach Sjögren auf das Bathonien folgenden Transgression bezw. transgressive Erscheinungen treten in dem von mir bereisten Gebiete wohl kaum hervor.

Die Gleichartigkeit der Fazies und die hauptsächlichste Art der Fossilführung als Geodeneinschlüsse in den weichen, leicht verwitternden und rutschigen Schieferkomplexen erschwert die tatsächliche Festlegung der Zonen nach Schichtlinien. Die Zonengliederung basiert im wesentlichen auf paläontologischer Grundlage nach Analogieschlüssen mit anderen Juragebieten.

Die bereits erwähnten, von mir besuchten Vorkommen liegen im oberen Teile des Tschirach-tschai-Tales, d. h. beim Dorfe Tschirach und seiner Umgebung und im Talbezirke der beiden Koissu-Flüsse, des Kara-Koissu und Kasikumuch-Koissu und eines Nebenflusses des letzteren, des Kokmatschai, sowie im Tal des Aschti-tschai.

Die Koissu-Flüsse sind Nebenadern des Sulak, der sich nördlich von Petrowsk ins Kaspische Meer ergießt.

Die beiden östlichen Koissu-Flüsse, nämlich der Kara-Koissu und der Kasikumuch-Koissu, durchbrechen nach ihrem Austreten aus der Schieferformation des inneren Daghestans die harten, kalkigen Gesteine des oberen Jura und die darüberliegenden Kreideschichten bei der Georgenbrücke unterhalb Gunib und bei Sudachar in engen, tief eingeschnittenen Querschluchten.

Der Aufbau des Gebirges dürfte sich ziemlich einfach gestalten; die Juraschichten sind in einfache Antiklinalfalten gelegt, die teilweise nach Süden, also nach innen zu übergeneigt sind; zum mindesten sind aber die Südflügel der asymmetrischen Falten bei flacher Neigung des Nordschenkels steil geneigt oder senkrecht gestellt.

Diese schiefen Falten habe ich besonders im Tal von Tschakun (Kasikumuch-Koissu) und im Kokmatschai-Tal beobachtet.

Es handelt sich also um ein ausgesprochenes Faltengebirge.

Größere tektonische Störungen habe ich in dem von mir hier beschriebenen Gebiet nicht beobachtet, ich meine hierbei wichtige, dem Gebirge gestaltgebende Dislokationen; Rutschungen, untergeordnete Verwerfungen und Schollensenkungen lokalen Charakters sind natürlich auch hier, wie in jedem anderen Gebirge vorhanden. In gebirgsstruktureller Hinsicht sind die Synklinalgipfel bemerkenswert. Sie bilden mit die höchsten Erhebungen des Landes, wie den Schunu-Dagh. Die nur von der Ferne gesehenen Hochgipfel des Schach-Dagh und des Schalbus-Dagh präsentieren sich ebenfalls als breite Synklinen.

Die Streichrichtung der Falten stimmt im wesentlichen mit dem Gebirgsstreichen überein, ist also im allgemeinen NW.—SO. gerichtet; Diskordanzen wurden in dem von mir bereisten Teile Daghestans nicht angetroffen.

Die Talkonfiguration ist unabhängig von der Faltung, was sich aus der leichten Erodierbarkeit der Schiefergesteine zwanglos erklärt. Die Täler sind vielfach Quertäler, teils aber bilden sie auch Längstäler. Die letzteren sind öfters in den Kern der symmetrischen Falten oder in die Schenkel der schiefen Falten eingeschnitten.

Entsprechend diesem einfachen tektonischen Bau breitet sich die jurassische Schieferformation vornehmlich im Süden der Durchbrüche der Koissu-Flüsse bezw. ihrer Verbindungslinie aus, sie liegt also zwischen der älteren Kernzone und der oberjurassischen Kalkbarriere.

Im Norden schließt sich an die letztere gegen den Außenrand des Gebirges zu eine Kreidezone und dann das Tertiär an.

Nördlich der Verbindungslinie Georgenbrücke—Sudachar dürften die jurassischen Sedimente nurmehr flächenhaft unzusammenhängend in Flußeinschnitten oder im Aufriß der Kreidefalten hervortreten.

Die Kalkgebiete bilden meist plateauartige Erhebungen, die mit schroffen Wänden nach Süden zu gegen das Schiefergebiet abfallen.

Meine Aufsammlungen stammen in der Hauptsache aus der jurassischen Schieferformation des inneren Daghestans.

In den obersten kalkigen Bildungen des Jura, die übrigens auch nicht so fossilreich zu sein scheinen, wie die mittleren Juraablagerungen, hatten wir wenig gesammelt.

Wir hatten die Strecke, auf der wir die Grenzregion zwischen Kreide und Jura passierten, infolge eines Überfalls auf unsere Expedition, wobei einer meiner Leute erschossen wurde, in großer Eile zurückgelegt und konnten begreiflicherweise nicht weiter auf die Geologie achten. So bleibt leider gerade die wichtige Grenzregion zwischen Jura und Kreide ungeklärt.

Doch dürfte die Schichtenfolge ohne Unterbrechung weiterlaufen.

Aus dem tieferen Malm, aus dem Dogger und oberen Lias liegen mir dagegen prachtvolle Ammonitenfaunen vor, die hier

für die Existenz aller in anderen Juragebieten ausgeschiedenen Zonen sprechen.

Bevor ich auf die spezielle Beschreibung der stratigraphischen und faunistischen Verhältnisse der einzelnen Fundorte eingehe, sei noch eine Übersicht über meine Reisewege gegeben.

Wir verließen die von Wladikawkas über Derbent nach Baku führende Bahnlinie in Petrowsk und fuhren von da per Wagen nach Temir-Chan-Schura. Der weitere Weg wurde zu Pferd zurückgelegt, und zwar von Termir-Chan-Schura über Dschengutai—Urma — Hodschalmachi — Gunib — Tschoch — Tschakun — Kasikumuch—Schira—Sumbatul nach Guli.

Von Guli bogen wir nach Norden aus, nach Aschti, mit der Absicht, womöglich nochmals auf die Grenzschichten zwischen Jura und Kreide zu treffen.

Der weitere Weg ging dann von Aschti nach Tschirach—Gelhan—Kurach—Kabir nach Tschachtscha, einer Bahnstation zwischen Derbent und Baku.

Auf diesen Reisen wurde ich, wie bereits erwähnt, von meinem Freunde J. Wysogórski begleitet. Dr. Wysogórski hat die Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs übernommen, während ich selbst die Untersuchung des Jura durchführte.

Beschreibung der Reisewege.

Von Petrowsk bis Temir-Chan-Schura führt die Straße durch eine einfache Aufwölbung tertiärer Sandsteine und Schiefer. Dann geht es von dieser Kreisstadt ab durch die Steppe bis Muselim-Aul. Im Tal südlich dieses Ortes stehen wieder tertiäre Sandsteine an, z. T. kreuzgeschichtet, z. T. durch den Bach als Alluvium abgelagert.

Vor dem Dorf Buglen ist an der östlichen Talseite Schiefer entblößt. Wir haben von Temir-Chan-Schura bis Buglen eine Tertiärfalte durchritten. Eine weitere Falte folgt zwischen Buglen und Dschengutai. Das dieselbe aufbauende Gestein ist ebenfalls ein tertiärer gelber Sandstein und ein gleichfalls tertiärer schwarzer Schiefer. Etwa $\frac{1}{2}$ Stunde hinter Buglen vor der Paßhöhe (660 m) Streichen N. 58° O., Fallen 28° nach Nord.

Diesseits der Paßhöhe sind nördlich der Straße Sandsteine aufgeschlossen, an der Straße selbst Schiefer, die unter die Sandsteine einfallen. Vor Dschengutai ist noch eine kleine An-

höhe zu überschreiten. Bei der Annäherung an diese Ansiedlung fallen die Tertiärschiefer wieder nach Norden, bilden also eine kleine weitere Aufwölbung. Dschengutai ist insofern wichtig, als hier die Kreide beginnt. Die Kreide wölbt sich bei Dschengutai aus dem Tertiär herauf und nimmt von hier nach Süden gerechnet die Zusammensetzung der Falten auf. Es handelt sich zunächst um weiße, dickbankige Kalke, wechsellagernd mit sandigen Mergelkalken (Senon mit *Inoceramus Crispii*). Acht Werst hinter Dschengutai treten darunter rötliche Kalke hervor, die durch die Straße gut aufgeschlossen werden und zahlreiche große Zweischaler, vor allem *Inoceramus* (*I. Brongniarti* Sow.) und Echiniden geliefert haben. Die Kalkbänke fallen fast senkrecht nach Norden ein, weiter südlich mäßigt sich die Neigung.

Der paläontologische Befund spricht für turones Alter der rötlichen Inoceramenkalke. Abgesehen von einigen tektonischen Störungen wurden zwischen Dschengutai und dem Inoceramenvorkommen zwei Falten gezählt. Das Streichen schwankt zwischen West–Ost, N. 80° O. und N. 65° W. Etwa ein Werst südlich von dem Inoceramenfundort, also 9 Werst südlich Dschengutai, kommen unter den Turonkalken gelbe Kalke, Schiefer mit Geoden und Sandsteinzwischenlagen der tieferen Kreideserie (vergl. p. 660) zum Vorschein (Fallen ca. 30° nach Nord, oben auf der Paßhöhe, etwas nördlich der Poststation Kisiljar entgegengesetzt). Hier bei Kisiljar wird bereits der jurassische Kern dieser dritten Kreidefalte ab Dschengutai durch Erosion bloßgelegt.

Etwas nördlich (1 Werst) von Kisiljar fanden sich auf der Paßhöhe harte, graue bis gelbe, oolithische und sandige Kalke mit Terebrateln und Rhynchonellen des Tithons. Die gleichen Versteinerungen kehren auch etwa 2 Werst südlich Kisiljar wieder, und zwar ebenfalls in gelben, z. T. oolithischen, z. T. auch sandigen Kalken. Die letzteren enthalten braune Toneinsprenglinge und werden nach oben konglomeratisch. Es handelt sich um dieselben, öfters oolithischen Gesteine, die auf der Höhe von Gunib den später erwähnten *Holcostephanus Lommonossovi* Vischn. geliefert haben. Letztere Art spricht für unteres Tithon.

Die betreffende Kreidefalte, in deren Kern die Jurabildungen von Kisiljar hervorkommen, reicht bis zum Tal des Diriltschai, an dessen Hängen sich beim Abstieg die Schichten in der gleichen Reihenfolge, wie beim Gegenschenkel wiederholen.

Unten im Tal liegt die Poststation Urma.

Von Urma ab führt der Weiterweg nach Hodschalmachi etwa 6 Werst lang durch Lehm und Geröll. In einem Tal östlich der Fahrstraße sind erneut sanft nördlich fallende Kalkbänke der Kreide aufgeschlossen. Der weiße, harte Kalk enthält reichlich Hornsteinknollen. Etwa 8 Werst südlich Urma fanden sich darin mehrere Kreideammoneen, wie ein gut erhaltener *Turrilites*, Seeigel und Zweischaler. Reiche Fossillager von Kreideammoniten und sonstigen Kreidefossilien wurden dann 1 Werst vor Lewascha entdeckt, und zwar in schwarzen, von gelben Sandsteinen überlagerten Schiefern. Diese Bildungen liegen bereits tiefer und fallen gleichfalls mit ca. 25° nach Norden, um etwa 2 Werst südlich Lewascha nach Süden umzuschlagen. Es handelt sich also um eine weitere Falte, deren Achse etwa 1 Werst südlich von Lewascha hindurchgeht.

Im Kern dieser Falte erscheinen, wie erwähnt, die äußerst fossilreichen Kreidebildungen, die neben prachtvoll erhaltenen Ammoniten noch zahllose Brachiopoden, Schnecken und Zweischaler geliefert haben. Die Erhaltung der Fossilien ist so wunderbar, daß die meisten Ammoniten noch ihre Perlmutterschale besitzen; die Ammoniten von hier stehen hinsichtlich ihrer Erhaltung den bekannten Jura-Ammoniten von Moskau in keiner Weise nach.

Dieses reiche, fossilführende Niveau (Aptien) ist auch sonst in der Umgebung von Hodschalmachi, wohin die Straße in einer Schlucht hinabführt, noch an verschiedenen Punkten aufgeschlossen, so in dieser ebengenannten Schlucht, etwa 2 Werst von der Poststation, wo ebenfalls eine reichliche Fossilausbeute gemacht wurde.

Der charakteristische Berg im Osten von Hodschalmachi präsentiert sich als deutliche Synkline und ist somit ein Beispiel des in dem ganzen Gebiet beobachteten Typus der Synklinalgipfel. Von Urma bis Hodschalmachi ist die Kreide, wie gesagt, zu einer einzigen großen Falte aufgewölbt, deren Achse südlich von Lewascha liegt und an die sich bei Hodschalmachi als Mulde der bereits erwähnte Synklinalgipfel anschließt.

In dem Tal östlich des Dorfes Hodschalmachi konnte ein vollständiges Profil durch die gesamten Kreideschichten aufgenommen werden. Auf die Horizontierung der Kreide wird in einer späteren Arbeit zurückgekommen werden.

Nach den vorläufigen Bestimmungen Wysogórski's gliedert sich die Kreide der Umgebung von Hodschalmachi folgendermaßen:

Senon	Weiße, zerklüftete Kalke mit *Inoceramus Crispii*
Turon	Rötliche Kalke mit *Inoceramus Brongniarti.*
Cenoman	Gelbliche Kalke, abwechselnd mit Schiefern.
Gault	Schiefer, abwechselnd mit Mergeln mit *Aucella caucasica.*
Aptien	Sandige Schiefer mit Geoden, abwechselnd mit Sandsteinen mit *Phylloceras Velledae*, *Hoplites Deshayesi* und *Parahoplites.*
Barrêmien	Graue Sandsteine und Mergel mit Geoden.
Hauterivien	Sandige Kalke mit Sandsteinen, abwechselnd mit großen Ostreen und Gervilleien.
Valangien?	Graue bis schwarze, etwas sandige Kalke.

In der Gegend von Hodschalmachi ist daher die gesamte Kreide des nördlichen Daghestans aufgeschlossen. Sämtliche Horizonte der Kreideformation sind hier in lückenlosem Profil festgestellt, mit Ausnahme der untersten Kreide, die aber, wie ich oben bemerkte, wohl ebenfalls entwickelt sein wird, wenn auch zurzeit der paläontologische Nachweis noch aussteht.

Der Weg von Hodschalmachi bis zur Georgenbrücke, an dem Durchbruch des Kara-Koissu, führt zunächst in einem Tal nach Westen zu aufwärts, und zwar an dessen Südhang, der mit dem Nordschenkel der sich an die Synklinale von Hodschalmachi anschließenden südlicheren Antiklinalen zusammenfällt. Streichen N. 80° O., Fallen 32° nach Nord. Das Gestein ist der harte, gelbe, ziemlich kristalline Kalk des Tithons, der bereits bei Kisiljar beobachtet wurde. Darüber liegen Reste von cretacischem Sandstein bezw. sandigem Kalk. Diese harten, kalkigen Bildungen des Nordschenkels der Falte südlich Hodschalmachi werden im Süden dieses Ortes vom Kasikumuch-Koissu durchbrochen. An der Georgenbrücke durchschneidet der Kara-Koissu die gleichen Kalke in einem malerischen Engpaß (vergl. Taf. XXV). Bis zu dieser Querschlucht wurde eine zweimalige Aufwölbung der Schichtenfolge registriert. Hinter dem auf steiler Felsklippe erbauten Dorf Kuppa senkt sich die Straße hinunter ins Tal des Kara-Koissu.

Infolge der bereits erwähnten äußeren Umstände wurde die Strecke von hier bis Gunib in größter Eile zurückgelegt.

Bei der Georgenbrücke durchbricht der Kara-Koissu, wie schon angegeben, in enger Schlucht die oberen Kalke (Photographie des Verfassers auf Taf. XXV).

Südlich des Durchbruches treten hierunter graue, schieferige Sandsteine oder geschieferte Mergel und weiterhin schwarze Schiefer hervor. Das Tal weitet sich in diesen weicheren Gesteinen und nach den wildzerklüfteten Felsen der Georgenbrücke folgen die weicheren Oberflächenformen der Schieferlandschaft, die dem inneren Daghestan sein bezeichnendes Gepräge verleihen.

Nördlich des Durchbruchs der Georgenbrücke folgt ein weiterer Flußdurchbruch beim Durchschneiden des Südschenkels der nächst nördlicheren Antiklinalfalte. Dieser Südschenkel besteht der Fernsicht nach aus den gleichen Kalken. In dem Kessel zwischen den beiden Flußdurchbrüchen kehren vermutlich die weicheren Kreidegesteine wieder, während im Kern der nördlicheren Parallelfalte auch nochmals der tiefere, schieferig ausgebildete Jura angeschnitten sein dürfte.

In dem Talkessel südlich der Georgenbrücke herrschen bis Gunib die weicheren Gesteine der Schiefer-Sandsteinformation, und zwar im Talgrund schwarze Schiefer. Darüber folgen am westlichen Talhang, der ein gutes Profil gibt, die schieferigen Sandsteine, z. T. wechselnd mit härteren Lagen, und hierüber die Kalke der Georgenbrücke (gelbe Kalke von kristallinem Habitus), die als Krönung der Höhen bis nach Gunib hinziehen. Im Einschnitt von Hototsch wird durch Erosion nochmals die ganze Schichtenfolge bis herunter zu den schwarzen Geodenschiefern bloßgelegt. Diese Schiefer nehmen rings um das Dorf Hototsch größere Flächen ein, ihre Geoden lieferten zahlreiche Ammoniten und Zweischaler, besonders etwa 2 Werst nordwestlich der Ortschaft. Wir brachten aus den Geodenschiefern von Hototsch folgende Fauna zusammen:

Haploceras psilodiscum Schloenb.
Parkinsonia Parkinsoni Sow.
— *planulata* Quenst.
— *Neuffensis* Schloenb.
— *Eimensis* Wetzel
— *Schloenbachi* Schlippe
— *depressa* Quenst.
Parkinsonia ferruginea Oppel
— sp. ind.
Phylloceras viator d'Orb.
— cf. *tatricum* Pusch
— *Puschi* Oppel
— *mediterraneum* Neumayr
— *Kudernatschi* Neum.

Phylloceras aff. *Kunthi* Neum.
— *euphyllum* Neum.
— sp. ind.
Stephanoceras plicatissimum Quenst.
— *linguiferum* d'Orb.
— *Zieteni* Quenst.
— sp. ind.
Perisphinctes Moorei Oppel
Lytoceras polyanchomenum Gemm.
— *polystoma* Quenst.
Belemnites sp.
Posidonia Buchi Roemer
— *alpina* Gras.
Aucella (?) *Sjoegreni* Uhl. (dunkelgrauer Mergel).

Dazu treten noch einige weitere, nicht näher bestimmbare Zweischaler. Neumayr und Uhlig geben von dieser Lokalität noch zwei weitere Arten an, nämlich:

Lytoceras dilucidum Oppel und
Posidonia daghestanica Uhlig.

Die angeführte Fauna spricht für Äquivalente des Bajociens, von der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* ab, für Bathonien und für Callovien. Daß die Schichtenfolge bei Hototsch noch tiefer heruntergeht, wäre immerhin möglich, wenn auch zunächst *Lytoceras dilucidum* der einzige paläontologische Anhaltspunkt hierfür ist. Das betreffende Stück könnte aber möglicherweise auch aus dem Haupttal unterhalb Hototsch stammen und durch den Kara-Koissu weiter aus dem Süden herbeigeschafft sein.

Posidonia daghestanica Uhlig kann ich nur als Größenvarität der *P. alpina* betrachten. Diese großen Formen treten auch in den Hornsteinplatten Griechenlands auf. Die Posidonien finden sich in Daghestan z. T., wie hier, ebenfalls in den Toneisensteingeoden.

Über den fossilführenden Geodenschiefern folgen konkordant graue schieferige Sandsteine oder geschieferte Mergel in Wechsellagerung mit sandigen Kalkbänken; ihr Hangendes bildet die harte kalkige Decke des obersten Jura.

Die höheren Schiefer-Sandsteine mit den kalkig-tonigen Lagen vertreten daher vermutlich das Oxfordien und Kimmeridgien, eventuell auch noch Teile des Calloviens.

Von Versteinerungen liegen mir hieraus nur ein kleiner *Hecticoceras* vor, dessen Zuteilung zu *H. Socini* Noetling aber doch mit genügender Sicherheit erfolgen konnte, besonders da dieselbe Art in besserer Erhaltung auch sonst noch in Daghestan, nämlich in der Umgebung von Guli, gefunden wurde (vergl. p. 671).

Wie auch anderwärts in Daghestan beobachtet wurde, sind hier immer eine Reihe fortlaufender Horizonte in gleicher Fazies ausgebildet.

Aus der Schichtenfolge des Berges von Gunib werden bereits von Abich, Neumayr und Uhlig eine Serie von Fossilien angeführt, die jedenfalls aus einem Schichtenkomplex stammen, der den Bildungen von den Geodenschiefern ab bis zu den oberen Kalken von Hototsch entspricht. Die Fauna dieser Autoren spricht für oberstes Bajocien, Bathonien, Callovien, Oxfordien und Kimmeridgien. Neumayr und Uhlig zitierten von hier:

Hecticoceras punctatum Stahl
Perisphinctes Abichi Neum.
— *polyplocus* Neum.
Reineckia anceps Rein.
Phylloceras Abichi Uhl.
Parkinsonia ferruginea Oppel
— *Parkinsoni* Sow.
Aucella (?) *Sjoegreni* Uhl.
Pholadomya anomala Neum.
Stephanoceras coronoides Quenst.

Letztere Arten stammen z. T. aus grauem, schwefelkiesreichem Mergel. Beim Aufstieg gelang es mir, diese Fauna noch durch *Parkinsonia densicosta* Quenst. und *P. Neuffensis* Schloenbach zu ergänzen, womit erwiesen wird, daß am Fuße des Berges noch Äquivalente des obersten Bajociens und Bathoniens aufgeschlossen sind.

Aus den höheren graugrünen Sandsteinen und sandigen Mergeln (unter der kalkigen obersten Schichtenserie) liegt mir eine *Astrocoenia* vor (aus der Gegend des Auls). Es handelt sich hierbei um *Astrocoenia Matheyi* Koby (bisher bekannt aus dem Corallien blanc). Die unter den Kalken lagernden sehr sandigen Schiefer und Mergel enthalten auch große Zweischaler.

Weitaus interessanter sind die Funde auf den Höhen von Gunib. Aus der oberen Kalkdecke, und zwar aus einem gelben oolithischen Gestein von Rugzinska trabinka bei Gunib stammt das Bruchstück eines *Holcostephanus Lommonossovi* Vischniakoff. Abgesehen von der faunistischen Bedeutung dieses Ammoniten, nämlich eines Vertreters der Moskauer Tithonfauna, beweist dieses Stück die Existenz von Äquivalenten der unteren Wolgastufe (Zone des *Virgatites virgatus*), d. h. von unterem Tithon. In den z. T. oolithischen Kalken der Lokalitäten Rugzinska trabinka und Rozwaliny Guniba wurde ferner noch eine Reihe von Brachiopoden aufgesammelt, Terebrateln und Rhynchonellen, die jenen von Kisiljar vollständig entsprechen. Auch die beiderseitigen grauen bis gelben (gelbbraunen), oolithischen, sowie sandigen Kalke sind absolut ident, so daß also zweifellos hier auch gleiche Horizonte

vorliegen. Der Kalk enthält hier, auf der Höhe von Gunib, außerdem schlecht erhaltene Korallenreste und Crinoiden.

Die paläontologischen Feststellungen stimmen daher in höchst befriedigender Weise mit der Schichtenfolge bei Gunib überein. Die harten Tithonkalke der Höhe von Gunib bilden zusammen mit ihrer weicheren Unterlage bei Rozwaliny Guniba eine Mulde (Streichen N. 50° W., Fallen etwa 20°)[1], die auf die zwischen der Georgenbrücke und Gunib gelegene Aufwölbung von Hototsch folgt. Im Süden schließt sich eine weitere Aufwölbung an. Die Tithonkalke bilden schroffe Abstürze.

Unser Weiterweg von Gunib nach Tschoch führt bis zu letzterem stattlichen Dorf annähernd im Streichen der Schichten, und zwar in den schwarzen Schiefern (J_3). Diese lieferten an verschiedenen Punkten zwischen Gunib und Tschoch gut erhaltene und bestimmbare Ammoniten, wie:

Parkinsonia Parkinsoni Sow.	Schwarze Geodenschiefer.
— *planulata* Quenst.	
— *acris* Wetzel	
— *Schloenbachi* Schlippe	
— *Neuffensis* Schloenbach	
— *Eimensis* Wetzel	
— *ferruginea* Oppel	
Phylloceras viator d'Orb.	
— sp. ind.	
Lytoceras polyanchomenum Gemmelaro	
— n. sp. ind.	
— sp. ind.	
Posidonia Buchi Roemer.	

Die schwarzen Schiefer längs des Weges von Gunib nach Tschoch repräsentieren also dieselben Horizonte, wie die schwarzen Schiefer um Hototsch.

In gleicher Weise folgen darüber graue schieferige Sandsteine bezw. geschieferte Mergel mit Einschaltungen von tonig-kalkigen Lagen. Es sind dies die Bildungen (J_2), die bei Hototsch das Callovien, das Oxfordien und das Kimmeridgien vertreten.

In den graugrünen Sandsteinen dieses Komplexes hatte ich kurz vor Tschoch mehrere Angehörige des *Peltoceras arduennense* d'Orb. aufgesammelt, also eine bezeichnende Art des unteren Ox-

[1] Diese Mulde läßt sich weiter in der Richtung auf Tschoch verfolgen. In der anschließenden Aufwölbung dreht sich das Streichen bis N. 70° W.

fordiens. In den gleichen Sandsteinschichten wurden auch noch einige nicht näher bestimmbare Zweischaler angetroffen; die aus dem Tal bei Tschoch zitierte *Goniomya* n. sp. stammt jedoch aus einer Toneisensteingeode. Auch hier deckt sich also der nachträgliche paläontologische Befund mit den an Ort und Stelle tatsächlich beobachteten stratigraphischen Verhältnissen.

Den Abschluß des Landschaftsbildes nach Norden zu bilden die schroffen Mauern der Kalkmassen des obersten Jura (J_1).

Die ganze Schichtenfolge zeigt nordöstliches Grundeinfallen bei vollkommen konkordanter Lagerung. Es handelt sich daher um den Nordschenkel einer Falte, den wir schon bei Gunib durchquert hatten. Das von Tschoch nach Gunib hinabfallende Tal, an dessen Nordhang unser Weg von Gunib nach Tschoch dahinzieht, folgt etwa der Faltenachse und hat diese Falte in ihrem Kern aufgeschnitten. Am jenseitigen südlichen Talhang beobachtet man die gleiche Schichtenfolge mit entgegengesetztem Einfallen. Im Tal westlich von Tschoch wurden in den schwarzen Schiefern noch weitere bezeichnende Dogger- bezw. Callovien-Arten ermittelt, z. B.

Belemnites sp.
Parkinsonia Parkinsoni Sow.
— *Eimensis* Wetzel
— *densicosta* Quenst.
— *Schloenbachi* Schlippe. Taf. XXIX Fig. 4
— *Neuffensis* Schloenb.
— *ferruginea* Oppel. Taf. XXIX Fig. 2
— *ferruginea* Oppel var.
— *subarietis* Wetzel
Parkinsonia pseudoparkinsoni Wetzel
Hecticoceras lunuloides Kilian
Phylloceras Kudernatschi Hauer
— *viator* d'Orb.
— *Zignoi* d'Orb.
— sp. ind.
Lytoceras polyanchomenum Gemm. Taf. XXVII Fig. 4
Perisphinctes tenuissimus Smier.
— *Orion* Oppel
Goniomya n. sp.

Im Talgrund sind als Basis der schwarzen Schiefer gelbgraue (z. T. kalkige) Sandsteinbänke aufgeschlossen, die bei vollkommener Konkordanz der Schichtenfolge mit den schwarzen Schiefern wechsellagern.

Die Geoden sind z. T. in den schwarzen Schiefern perlschnurartig eingelagert. (Vergl. das Profil meiner früheren Abhandlung auf p. 73.) Diese Wechsellagerung zwischen Schiefer und Sandstein umfaßt etwa 60 m.

Beim Weiterritt von Tschoch nach Sudachar bezw. Tschakun gelangt man wieder in die höheren Bildungen des Hanges nörd-

lich Tschoch zurück. Oben auf dem Kalkplateau hat sich noch die Kreide erhalten, aus der zwei charakteristische Inoceramen mitgebracht wurden. Der Weg hinunter nach Sudachar im Tal des Kasikumuch-Koissu führt in der Hauptsache durch Kreide. Von oben gewahrt man zwischen Sudachar und Hodschalmachi zwei steile Falten.

Oberhalb Sudachar (auch Zudachur geschrieben) durchbricht der Kasikumuch-Koissu in steilwandiger Schlucht, dem vollkommenen Analogon der Schlucht an der Georgenbrücke, die obersten Jura-

C. Renz phot.

Textfig. 1. Quertal im gefalteten Sandstein des oberen Jura zwischen Sudachar und Tschakun. (Tal des Kasikumuch-Koissu.)

kalke (J_1), und zwar ebenfalls im nördlichen Faltenschenkel. Ebenso wie an der Georgenbrücke weitet sich dann auch hier beim Eintritt in die tieferen, sandig-schieferigen Bildungen das Tal. Streichen N. 60° W., Fallen 35° nach Nord. Die fazielle Ausbildung des Jura ist zunächst dieselbe, wie in dem Profil südlich der Georgenbrücke.

5 Werst südlich Sudachar werden jedoch vom Flußtal mächtige, gebankte, gelbe Sandsteine durchschnitten, die ich in der Umgebung von Tschoch und Gunib noch nicht gesehen hatte. Es ist ein graugelber bis braungelber Sandstein mit roten bis braunroten eisenhaltigen Tonknollen oder Tonscherben. Wie auch einge-

schwemmte Holzstücke verraten, stellt dieser Sandstein eine in flacherem, küstennahen Meer abgelagerte Bildung dar.

Der Sandstein bildet hier eine kleine sekundäre Falte. Das Streichen ist dasselbe, nämlich N. 60° W., das Einfallen 65° nach Nord. Unter den Sandsteinen kommen neuerdings schieferige Bildungen zum Vorschein. Straße und Flußtal folgen dann einige Zeit lang dem Streichen der Schichten.

Südlich von Tschakun (etwa 3 Werst) enthielt der schwarze Geodenschiefer wieder die bekannten Versteinerungen, wie:

Phylloceras Zignoi d'Orb. var. *Nausikaae* Renz
— *mediterraneum* Neum.
— *Zignoi* d'Orb.
Stephanoceras coronatum Brug.
— sp. ind.
Stephanoceras crassicostatum Quenst.
Posidonia alpina Gras. (graugrüner kalkiger Sandstein)
Aucella (?) *Sjoegreni* Uhlig (kalkiger Sandstein).

Von Tschakun bis Kasikumuch bleiben Tal und Fluß ständig in dem schwarzen Schieferkomplex, der die Basis der erwähnten gelben Sandsteine bildet. Doch sind auch dem Schieferkomplex noch graue, kalkige Sandsteinlagen zwischengeschaltet. Die Gesteine sind in mehrere Falten gelegt, deren Ausmaß jedoch schwankt. Der Südschenkel dieser Sättel ist in der Regel wesentlich steiler, als ihr Nordschenkel und steht meist senkrecht. Ich zählte von dem Flußdurchbruch nördlich Sudachar bis Kasikumuch 5 Auffaltungen. An den Hängen der Erosionsrinne des Koissutales sind infolge der Weichheit der Schiefergesteine natürlich auch lokale Rutschungen und kleine Schollenabsenkungen erfolgt.

Der Weiterweg von Tschakun bis Kasikumuch führt, wie gesagt, in der Hauptsache in dem schwarzen Geodenschieferkomplex; etwa 4 Werst nördlich Kasikumuch fanden sich darin:

Phylloceras mediterraneum Neum.
— *Zignoi* d'Orb.
Parkinsonia Parkinsoni Sow.
— *planulata* Quenst.
Stephanoceras coronatum Brug. (in der Füllmasse auch *Phylloceras Zignoi* d'Orb. enthaltend)
Posidonia alpina Gras.
Stephanoceras cf. *pinguis* Quenst.
— sp. ind.

Meine Aufsammlungen im Flußtal bei Kasikumuch selbst enthalten:

Phylloceras mediterraneum Neum.
— *Zignoi* d'Orb.
— *Zignoi* d'Orb. var. *Nausikaae* Renz.
— *mediterraneum* Neum. var. *caucasica* Renz
— *Abichi* Uhlig
— *disputabile* Zittel
— sp. ind.
Stephanoceras coronatum Brug.
— sp. ind.
Oppelia subradiata Sow.
Lytoceras Adeloides Kudern.
Lytoceras polyphelictum Boeckh.
— *Eudesianum* d'Orb.
Parkinsonia Parkinsoni Sow.
— *ferruginea* Oppel
— *Neuffensis* Schloen.
— *subarietis* Wetzel
Perisphinctes sp. ind.
Rhynchonella sp. ind.
Aucella (?) *Sjoegreni* Uhlig (kalkhaltiger Sandstein)
Posidonia alpina Gras.
Pecten sp.

Der von Abich[1] als *Ammonites strangulatus* d'Orb. aus schwarzem Kalk bei Kumuch am Koissu beschriebene *Lytoceras* gehört wohl zu *Lytoceras polyphelictum* Boeckh. *Lytoceras polyphelictum* findet sich hier in Handstücken zusammen mit *Parkinsonia ferruginea* Oppel, *Posidonia Buchi* Roemer und *Lytoceras Eudesianum* d'Orb., während *Lytoceras strangulatum* d'Orb. im Neocom auftritt. Die beiderseitige Ähnlichkeit ist allerdings sehr groß.

Das Vorkommen von Neocom bei Kasikumuch ist ausgeschlossen; die schwarzen Schiefer im Talgrunde des Kasikumuch-Koissu entsprechen auf Grund meiner Aufsammlungen ihrem Alter nach der obersten Zone des Bajociens, dem Bathonien und dem unteren Callovien. Sie sind also gleichalterig mit den auch lithologisch gleichen Schiefern von Hototsch und von Tschoch, bezw. zwischen Tschoch und Gunib. Die hier angeführten Arten des Kasikumuchtales entstammen nicht nur den Geoden, sondern auch den grauen, sandig-mergeligen Partien der Schichtenfolge. Im Flußtal bei Kasikumuch sind den schwarzen Geodenschiefern auch sandige Zwischenlagen, wie graue bis graugrüne, kalkige Sandsteine eingeschaltet.

Die schönsten Fossilien des Kasikumuchtales fand ich bei Kasikumuch selbst, und zwar unten im Flußtale, teils im Bett, teils an dessen Hängen. Von hier liegt mir unter anderen Ammoniten ein trotz seiner riesigen Dimensionen prachtvoll erhaltenes *Stephanoceras coronatum* Brug. vor.

Pflanzenspuren habe ich selbst in den schwarzen Schiefern nicht beobachtet; doch werden von anderen Autoren Pflanzenreste

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1851. 3. p. 41. Taf. 2. Fig. 3a u. b.

von hier angeführt[1]. Dagegen habe ich in den grauen, kalkhaltigen Sandsteinen sowohl hier, wie südlich Tschakun Einschlüsse von Holzspuren und auch von ganzen Holzstücken beobachtet. In einem Handstück dieses Sandsteins liegt neben einem Holzstück das Fragment einer Phyllocerenschale. Es handelt sich bei letzterem Handstück wohl zweifellos um ein angetriebenes, leeres Gehäuse bezw. Treibholz. Von Mineralien wurden im Geröll des Flußbettes von Kasikumuch Stücke von Markasit oder Magnetkies angetroffen.

Kasikumuch selbst liegt also, wie gesagt, in denselben Schiefern, wie Hototsch, und es scheint, daß die Schiefer von Kasikumuch die schwarzen fossilführenden Geodenschiefer gleichen Alters zwischen Gunib und Tschoch im Streichen direkt fortsetzen. Hieraus könnte man schließen, daß sich die großen Falten nach Osten zu fächerartig in weitere Falten auflösen, wobei die Faltenachsen nach Nordwesten zu ansteigen.

2 Werst westlich von Kasikumuch fanden sich in den gleichen Schiefern ebenfalls verschiedene Ammoniten und andere Fossilien, z. B.: *Rhynchonella* sp., *Belemnites* sp., *Phylloceras mediterraneum* Neum., *Stephanoceras Zieteni* Quenst.

Es ist noch zu erwähnen, daß die gelben Sandsteine zwischen Tschakun und Sudachar, die im Profil von Hototsch und Tschoch nicht beobachtet wurden, auf Grund der paläontologischen Feststellungen kein älteres Glied der Schichtenfolge darstellen, wie man im Gelände zunächst glauben könnte. Diese gelben Sandsteine bilden nur ein faziell etwas abweichendes Glied der bei Hototsch und Tschoch über den schwarzen Geodenschiefern (des Bajociens, Bathoniens und Calloviens) beobachteten Faziselemente.

Der Weg von Kasikumuch nach Guli führt zunächst im Tal des Kasikumuch-Koissu aufwärts, überschreitet dann diesen Fluß in der Nähe von Schira[2] und überquert die in den Winkel zwischen die Täler des Kasikumuch-Koissu und Kokmatschai vorspringende Bergrippe. Südlich Kasikumuch schließt sich eine weitere Falte an, deren Achse etwa 2 Werst im Süden von Kasikumuch gekreuzt wurde. Unter den Schiefern von Kasikumuch tritt hier eine etwa 10 m mächtige Sandsteineinschaltung hervor (J_4), die bei vollkommener

[1] Im Breslauer Museum liegen schwarze Tonschiefer mit *Taeniopteris vittata* Brongn. aus dem Tal der Ulutschra.

[2] Schira liegt bereits in einem östlichen Seitental des Kasikumuch-Koissu.

Konkordanz der Schichtenfolge nur eine Zwischenlage bildet. Darunter erscheint wieder der gleiche schwarze Schiefer (J_5).

Bei einer Ansiedlung etwa 3 Werst südlich Kasikumuch wird die Synklinalachse zwischen der ersten und zweiten Falte südlich Kasikumuch geschnitten. Die Antiklinalachse dieser zweiten Falte muß bereits südlich des Koissu-Überganges liegen.

In den schwarzen Schiefern beim Koissu-Übergang (südwestlich Schira) habe ich Bruchstücke eines *Harpoceras (Ludwigia) Murchisonae* Sow. aufgesammelt. Es sind dies, wie gesagt, die tieferen Schiefer, die unter der die beiden Schieferkomplexe trennenden Sandsteineinschaltung (J_4) liegen. Der für unteren Dogger sprechende *Harpoceras Murchisonae* wurde lose im Flußschotter gefunden. Er ist wahrscheinlich durch den Fluß von einer südlicher gelegenen Lagerstätte, mehr aus dem Kern der Falte hierher verfrachtet worden; das Schieferniveau an der Koissubrücke dürfte seiner Höhe nach nicht ganz den Schiefern des Talbodens von Guli entsprechen. Dort findet sich *Harpoceras Murchisonae* Sow. in zahlreichen Exemplaren. Im Tal von Guli wird das Alter der Schiefer als Unterdogger auch sonst noch durch weitere einwandfreie paläontologische Beweise erhärtet.

Der Weg überquert dann die Höhen zwischen Schira und Sumbatul (Sumbát). Man gelangt beim Aufstieg wiederum in die jüngeren Sandsteine und noch höheren Schiefer. Im wesentlichen bewegt sich der Reitpfad in dem ansteigenden Teil der zweiten Falte südlich Kasikumuch, indem er sich vielfach im Streichen hält.

Nach Überschreitung der Paßhöhe senkt sich der Weg hinab ins Tal des Kokmatschai oder Tal von Guli. Der Kokmatschai ist ein rechter Nebenfluß des Kasikumuch-Koissu, in den er oberhalb Kasikumuch bezw. unterhalb Sumbatul mündet.

Von der Paßhöhe gewinnt man einen prachtvollen Überblick über die Struktur des auf der gegenüberliegenden Seite des Kokmatschai-Tales aufsteigenden mächtigen Gebirgsstockes des Schunudagh (2960 m).

Dieser Berg bildet den Typus der bereits erwähnten, für unser Gebiet charakteristischen Synklinalgipfel, wie dies auf der nebenstehend reproduzierten, vom Verfasser aufgenommenen Photographie auch deutlich zum Ausdruck kommt (vergl. Textfigur 2).

Die synklinale Gipfelhöhe wird von den härteren, gelben, oberen Juragesteinen gebildet, der Sockel des Berges besteht aus den dunklen tieferen Schiefergesteinen, in die sich der Kokmatschai eingegraben hat. Man bemerkt auch oberhalb Guli deutlich die tiefere Sandsteineinschaltung. Diese Sandsteineinschaltungen haben allerdings für die Stratigraphie nur einen bedingten Wert als Leithorizonte, denn sie lassen in horizontaler Richtung vielfach aus und werden durch Schiefer ersetzt, immerhin kann man sich lokal auf kurze Strecken hin nach ihnen richten.

C. Renz phot.

Textfig. 2. Schunu-Dagh von Westen gesehen. Aufnahme von der Paßhöhe zwischen Schira und Sumbatul.

Unser Standpunkt auf der Paßhöhe zwischen Schira und Sumbatul entspricht etwa den oberen Schiefergesteinen. Diese Annahme wird auch durch Fossilfunde bestätigt. Beim Abstieg gegen Sumbatul fand ich etwas unter der Paßhöhe einige Hecticoceren, nämlich:

Hecticoceras Schumacheri Noetling (Taf. XXVII Fig. 8) und
— *Socini* Noetling, (Taf. XXVII Fig. 7),

also zwei typische Arten des Oxfordiens, und zwar des unteren Oxfordiens, die auch faunistisches Interesse erwecken. Es sind zwei Arten, die von Noetling aus dem Oxfordien des Hermon (Syrien) beschrieben worden sind. Das Gestein des *Hecticoceras Schumacheri* Noetling ist ein braungrauer, eisenschüssiger, kalkhaltiger Ton.

Etwas weiter abwärts von dem Fundort des *Hecticoceras Schumacheri* Noetling und *Hecticoceras Socini* Noetling wurden in einem tieferen Niveau einige Phylloceren ermittelt, die sonst in den Parkinsonier-Schichten (Zone der *Parkinsonia ferruginea)* unseres Gebietes auftreten, nämlich:

Phylloceras flabellatum Neum.
— *Zignoi* d'Orb.
Belemnites sp.

Die im Alter so verschiedenen Ammoneen fanden sich aber durchweg im gleichen Gestein; die verschiedenen Horizonte lassen sich daher in dem faziell einheitlich entwickelten Schieferkomplex petrographisch nicht auseinanderhalten; trotzdem zeigt die verschiedene Höhe des Niveaus der Fossilien innerhalb des Schieferkomplexes, daß auch hier die betreffenden Arten, ebenso wie in anderen Juragebieten, an verschiedene Horizonte gebunden sind.

Die Mächtigkeit der gleichartig durchgehenden Schichtenfolge ist auch dementsprechend bedeutend.

Der schwarze Schiefer herrscht ausschließlich bis hinunter zur Sohle des Kokmatschai-Tales, doch gelangt man beim Abwärtsschreiten in tiefere Niveaus.

An der Brücke hinter Sumbatul kreuzt man wieder eine etwa 8 m mächtige Einschaltung von grauem Sandstein. Von der Kokmatschai-Brücke ab führt der Weg talaufwärts bis Guli in den tieferen, konkordant unter dem Sandstein liegenden schwarzen Schiefern, und zwar annähernd im Streichen.

Bei Guli (auch Kuli geschrieben) hat sich der Kokmatschai in den nach Süden aufsteigenden Ast einer weiteren Falte eingegraben, wohl der dritten seit Kasikumuch. Die Achse dieser Falte wurde in einem südlich von Guli gelegenen Seitental angetroffen, sie streicht südlich von Sumbatul weiter nach Nordwesten. Der Scheitel der sich südlich hieran anschließenden Falte dürfte der Fernsicht nach in den im Südwesten von Guli aufsteigenden hohen Schneegipfeln zu suchen sein.

Die Schiefersandsteinkomplexe um Guli, d. h. die schwarzen Schiefer mit Zwischenschaltungen von grauen (teils kalkigen) Sandsteinlagen haben zahllose prachtvolle Versteinerungen geliefert. In paläontologischer, wie in stratigraphischer Hinsicht ist Guli als Glanzpunkt meiner Reise zu bezeichnen. Namentlich ist die paläontologische Ausbeute so reichhaltig, daß ich der Charakteri-

sierung der Faunen ein besonderes Kapitel vorbehalte · (Teil II, p. 683 ff.). Es handelt sich um eine fast ausschließliche Ammonitenfauna, die sowohl den den schwarzen Schiefern eingelagerten Geoden, wie auch den kalkig-tonigen und Sandstein-Gliedern der Schichtenfolge entstammt.

Guli liegt am Nordabhang des Kokmatschaitales. Eine auf Taf. XXVI reproduzierte Photographie des Verfassers gibt einen Überblick über die Ortschaft und den nördlichen Hang des Kokmatschaitales.

Der Fluß Kokmatschai hat sich, wie bereits angeführt, in den Nordschenkel einer Falte eingerissen. Entsprechend den Lagerungsverhältnissen erscheinen die ältesten Schichten des Profils am Südrand des ebenen Talbodens, während am Nordhang des Tales sich die Schichten konkordant übereinander aufbauen.

Die ältesten fossilführenden Bildungen des Profils gehören dem unteren Dogger an, die jüngsten dem Kimmeridgien. Wenn auch nicht alle, aus sonstigen Juragegenden bekannten Horizonte hier paläontologisch nachgewiesen sind, so läßt sich nach den bisherigen Faunen doch wohl schon mit Recht behaupten, daß auch bei Guli sämtliche Zonen des Doggers und Malms bis hinauf zum Kimmeridgien vertreten sind. Ganz besonders bemerkenswert ist die Wiederkehr der mitteleuropäischen Stephanoceren- und Parkinsonier-Faunen, die ein getreues, bis in alle Einzelheiten wiederkehrendes Abbild der entsprechenden schwäbischen Ammonitenwelt lieferten.

Ich habe schon mehrfach ausgeführt, daß die im Alter und der Fauna so verschiedenartigen Horizonte trotzdem die gleiche fazielle Entwicklung aufweisen, was natürlich eine genauere Schichtengliederung im Gelände sehr erschwert. Immerhin steht die Mächtigkeit der gleichartigen konkordanten Schichtenfolge, die die Faunen vom unteren Dogger bis hinauf zum Kimmeridgien geliefert hat, dem Umfang des äquivalenten stratigraphischen Abschnitts der sonstigen Juragebiete nicht nach. An den rutschigen Hängen des lockeren Schiefergesteins ist natürlich eine streng nach Schichtlinien durchgeführte Aufsammlung sehr erschwert und vielfach unmöglich. Mit die besten Stücke fanden sich in losen, wohl nicht mehr an ihrem ursprünglichen Ablagerungsort befindlichen Geoden oder in lockeren Gesteinsstücken. So basiert natürlich die stratigraphische Gliederung in der Hauptsache auf der paläontologischen Untersuchung.

Das Streichen der Schichtenfolge von Guli ist im Mittel N. 45° W, das Einfallen 60° nach Nordosten.

Von Guli aus machte ich noch einen Ausflug in das südlichere Seitental. Das Gestein ist durchweg der schwarze Schiefer von Guli. In diesem südlichen Seitental wurde auch die Achse der bei Guli nach Süden aufsteigenden Falte festgestellt, und zwar in einem kleinen, nach Süden zu abzweigenden Seitentälchen. Streichen N. 45° W., Fallen 75° nach Nord[1]. Es ist dies, wie gesagt, die gleiche Antiklinalachse, die etwa 2 Werst südlich von Sumbatul vorüberzieht und wahrscheinlich auch dieselbe Antiklinalachse, die südlich der Koissubrücke, also südlich von Schira, weiterstreicht. In dem oben erwähnten Seitentälchen wurden im Geröll einige Versteinerungen entdeckt, wie eine Platte von glimmerhaltigem, schwarzem, kalkfreiem Schieferton mit Cardinien und einem nicht näher bestimmbaren *Harpoceras*.

Das anstehende Gestein muß hier bereits einem tieferen Niveau angehören.

Die Zweischaler stimmen jedoch nicht ganz mit den Cardinien des älteren Lias von Ritscha (vergl. p. 680) überein, obgleich die Ähnlichkeit groß ist.

Es sei noch erwähnt, daß im Geröll des Kokmatschai bei Guli auch lose Stücke von Kupferkies (mit Malachitüberzug) vorkommen.

Der Weg von Guli nach Aschti führt ebenfalls ausschließlich durch die dunkle Schieferformation. Zunächst ritten wir etwa 2 Werst nach Südosten zu im Tal aufwärts und erklommen dann die Höhen im Norden des Kokmatschaitales, wobei wir in immer jüngere Schichten gelangten. Jenseits der Kammhöhe senkt sich der Weg in das Quellgebiet des Aschti-tschai, dessen Lauf er dann weiterhin bis Aschti folgt. Nach Erreichung der Höhen hinter Guli überschritten wir zunächst die Achse der Synklinalen im Norden der Gulifalte und dann eine weitere Aufwölbung, die im Kokmatschaitale, etwa 2 Werst nördlich von Sumbatul, beobachtet wurde.

[1] Das Streichen und Fallen schwankt hier etwas. So wurden in dem Seitental südlich von Guli noch folgende Streichrichtungen abgelesen: N. 80° W., Fallen 28° nach N. und N. 50° W., Fallen 15° nach S. Der Scheitel der Falte scheint also z. T. im Talgrund zu liegen (südwestlich von Guli).

Von hier bis Aschti folgen noch eine Reihe weiterer Falten und Mulden. Die Schieferhorizonte bleiben im wesentlichen dieselben, was auch durch die Fossilfunde bestätigt wird. So wurden etwa 5 Werst nordöstlich von Guli und weiter längs des Weges einige Parkinsonier, Phylloceren und Lytoceren aufgesammelt, z. B.:

Parkinsonia Parkinsoni Sow.
— *ferruginea* Oppel
Lytoceras polyphelictum Boeckh } in einem Handstück
— *polyanchomenum* Gemm.
— sp.
Phylloceras disputabile Zittel
— cf. *Kunthi* Neum.
— sp.

Dazu tritt noch *Posidonia alpina* Gras. und *P. Buchi* Roemer, die auch sonst im Verein mit den Parkinsoniern beobachtet wurden, sowie *Aucella* (?) *Sjoegreni* Uhlig (Parkinsonier-Schichten).

Lytoceras polyphelictum Boeckh ist hier sehr häufig.

Etwas weiter am Wege sammelte ich einen auf Taf. XXVII Fig. 5 abgebildeten *Rhacophyllites Loryi* Munier-Chalmas (= *R. silenus* Fontannes), ein naher Verwandter des *R. tortisulcatus* d'Orb., der u. a. auch im Oberjura Siziliens und Andalusiens auftritt.

Wie ich bereits bemerkt habe, ist es tektonisch interessant, daß sich die große Synklinale des Schunu-Dagh mit Senkung ihrer Längsachse nach Südosten zu in eine ganze Anzahl Falten zweiter Ordnung aufzulösen scheint. Im ganzen zählte ich von Guli bis Aschti etwa 7 derartiger Falten.

Nach dem eben erwähnten Fossilfundpunkt (nach der zweiten Falte hinter Guli) führt der Weg in einem Bachtal (Oberlauf des Aschti-tschai) über Kumki abwärts bis Aschti. Zwischen die üblichen dunklen Schiefer sind auch hier, wie bei Guli, Sandsteineinlagerungen eingeschaltet. Etwa halbwegs zwischen Guli und Aschti wurde *Phylloceras Zignoi* d'Orb. aufgesammelt.

Bei Aschti glückte es, ebenfalls wieder einige Stephanoceren zu erlangen u. a.:

Stephanoceras Humphriesianum Sow.
— *planulum* Quenst.
— *crassicostatum* Quenst.

Außerdem erhielt ich noch *Lytoceras Adeloides* Kud., *L. Eudesianum* d'Orb. und einen nicht näher bestimmbaren *Perisphinctes*.

In den Schieferkomplexen von Aschti sind daher zweifellos auch Äquivalente des oberen Bajociens enthalten. Wir befinden uns ungefähr in derselben Höhe, wie bei Guli. Das in zahlreiche Falten gelegte Gebiet zwischen Guli, Aschti und Tschirach ist demnach im großen und ganzen einheitlich zusammengesetzt, d. h. in dem ganzen Zwischengelände wird es der späteren Untersuchung natürlich auch noch möglich sein, die sämtlichen Horizonte von Guli da oder dort noch nachzuweisen, die älteren natürlich in Flußeinrissen oder im Kern der Falten.

Gegen den Rand des Tschirach-Tschai-Tales zu sind dann auch noch ältere oberliassische Schiefer aufgeschlossen.

Auf die Untersuchung der Umgebung von Guli habe ich mehr Zeit verwandt, daher ist wohl auch die Fossilienausbeute eine wesentlich reichere, als bei dem eiligen Ritt von Guli über Aschti nach Tschirach.

Die Route von Aschti über Karchalimaki nach Tschirach ist ebenso einförmig, wie die von Guli nach Aschti. Es herrschen durchweg die schwarzen Schiefergesteine, zeitweilig unterbrochen durch hellere Sandsteineinlagerungen. Die tektonischen Verhältnisse sind ebenfalls dieselben, man überquert nur dieselben Falten in ihrer südöstlichen Fortsetzung in umgekehrter Reihenfolge. Allerdings dürfte hier die Anzahl der Falten bereits infolge der nach Südosten noch weiter fortgeschrittenen Auflösung in Sekundärfalten größer sein.

Es sei noch erwähnt, daß das Streichen bei Aschti ungefähr N. 50° W.[1] beträgt und auf der Paßhöhe nördlich von Tschirach mit N. 40° W. abgelesen wurde. Bei der letzten größeren Falte vor dem Abfall zum Tschirachtal wurde kurz vor der Paßeinsattelung eine relativ bedeutendere Dislokation innerhalb der Schiefer-Sandsteinformation beobachtet. Jedoch besitzt auch diese Störung nur lokale Bedeutung. Kurz vor der Kammhöhe streichen die Schiefer N. 40° W. und fallen 45° nach Süd. Die Schichten neigen sich also hier gegen das Tschirachtal zu.

Die Sandsteinzwischenschaltungen werden hier häufiger (vergl. Textfig. 3). Das Dorf Tschirach (2265 m) liegt am Nordhang des Tschirachtschai- (oder Magu-Dar)-Tales. Die schwarzen Schiefer streichen beim Dorfe N. 35° W. bei einer Neigung von etwa 10° nach

[1] Fallen etwa 1 Werst südlich Aschti 40° nach NO.

Südwesten. Der Nordabfall des Tschirachtales fällt, wie gesagt, mit dem Südabfall der nördlich dieses Tales liegenden größeren Antiklinalen zusammen. Es handelt sich bereits um schwarze Schiefergesteine, die den ältesten Schiefern von Guli entsprechen und z. T. noch tieferen Horizonten angehören. Durch die Erosion des Tschirachflusses werden unten im Talgrund noch ältere oberliassische Bildungen bloßgelegt.

Im Flußbett unterhalb des Dorfes Tschirach fand ich ein *Hildoceras serpentinum* Rein., also eine bezeichnende Art des Oberlias, und zwar des unteren Oberlias. Interessant ist hier auch das Vorkommen von schwarzen Tutenmergeln, d. h. einer charakteristischen Fazieserscheinung, die auch im westdeutschen und schwäbischen Lias wiederkehrt.

Die Muldenachse zwischen den Falten im Norden und Süden des Tschirachtales fällt nicht mit der Talsohle zusammen, sondern verläuft annähernd parallel hiermit etwas weiter im Süden des Flußeinschnitts. Im Muldenkern haben sich auch noch höhere Bildungen erhalten, die an den Südhängen des Tschirachtales eine Reihe charakteristischer Fossilien des unteren und mittleren Doggers geliefert haben.

Hier lagern zunächst über den schwarzen Liasschiefern des Talgrundes gleichartige schwarze Schiefer des unteren Doggers. Die schwarzen Schiefer, denen das zitierte *Hildoceras serpentinum* Rein. entstammt, umfassen daher in gleicher fazieller Entwicklung den ganzen Oberlias. Etwa 2 Werst westlich von Tschirach (am Wege nach Guli) fanden sich auf einer Anhöhe im Süden des Baches schwarze Schiefer mit Posidonien. Ich vermag die von hier stammenden Posidonien in keiner Weise von der oberliassischen *Posidonia Bronni* Voltz (kleine Varietät) zu unterscheiden, auch der Habitus der schwarzen Schiefer stimmt vollständig mit den schwäbischen Posidonienschiefern überein. Hier bei Tschirach wird aber die Bestimmung der wenig charakteristischen Posidonien, die mit nur geringen Mutationen bis weit in den Dogger hineinreichen, auch noch durch die Gleichartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit im Lias und Dogger erschwert.

An demselben Punkte enthalten die dunklen Schiefergesteine in Massen kleine, graue bis braune, kalkfreie Tonkugeln, deren jede ein kleines *Harpoceras* einschließt. Es handelt sich hierbei um *Harpoceras (Ludwigia) cornu* Buckman, der weitaus am häufigsten ist (Taf. XXVII Fig. 2 u. 3) und um *H. (Lioceras)*

concavum Sow. Außerdem wurde aus den Schiefern an der gleichen Lokalität noch *H. (Ludwigia) Murchisonae* Sow. erhalten.

Die dunkeln, die Harpoceratenhaltigen Tonknollen führenden Schiefer repräsentieren jedenfalls die Zone des *Hammatoceras Sowerbyi* bezw. die *Concavum*-Zone. *Harpoceras (Ludwigia) cornu* Buckman ist eine bezeichnende Art der englischen *Concavum*-Beds. Die Tonknollen von Tschirach haben, wie gesagt, eine große Anzahl dieser Ammonitenspezies geliefert. Die Formen sind meist nur klein, aber die Stücke sind vollständig erhalten und bei den meisten ist noch der charakteristische löffelförmige Mundfortsatz vollkommen ausgebildet (vergl. Taf. XXVII Fig. 2 u. 3). Erst recht bezeichnend für den stratigraphischen Horizont ist natürlich *H. (Lioceras) concavum* Sow. selbst. Auch die nächst tiefere Zone (Zone des *H. Murchisonae*) wird durch ihr Zonenfossil erwiesen.

Wenn auch die Existenz der Zone des *H. opalinum* noch nicht durch Fossilfunde festgestellt und auch der Nachweis der oberliassischen Horizonte bisher nur auf den Funden von *Posidonia Bronni* Voltz und *Hildoceras serpentinum* Rein. beruht, so steht es doch außer allem Zweifel, daß der ganze Oberlias und Unterdogger in der konkordanten Schichtenfolge des Tschirachtales enthalten sein muß.

Ebenso geht die Schichtenfolge am Südabhang des Tschirachtales ununterbrochen nach oben zu weiter, und zwar sind hier der Fossilführung nach in dem erwähnten Muldenkern Äquivalente des Bajociens und eventuell auch noch des unteren Bathoniens erhalten.

Über der Lagerstätte des *Harpoceras (Lioceras) concavum* Sow. und *H. (Ludwigia) cornu* Buckman folgen gleichfalls dunkle Schiefer, auch hier mit Einschaltung von Sandstein, die mehrere charakteristische Stephanoceren, verschiedene Parkinsonier und Lytoceren geliefert haben.

Meine Ausbeute von hier (Tschirach) beläuft sich auf:

Stephanoceras Humphriesianum Sow.
— *turgidulum* Quenst.
— *plicatissimum* Quenst.
— *Frechi* Renz var. *caucasica* Renz
— *linguiferum* d'Orb.
— sp. ind.
Parkinsonia depressa Quenst.
Parkinsonia Eimensis Wetzel
— sp.
Lytoceras polyphelictum Boeckh. (häufig und z. T. zusammen mit *Phylloceras Abichi* Uhl.)
— *eudesianum* d'Orb.
— sp. (lose Kammern)
Phylloceras sp.
— *Abichi* Uhl.

Wenn auch hier paläontologisch nur wiederum die Anwesenheit der Zonen des *Stephanoceras Humphriesianum*, der *Parkinsonia Parkinsoni* und der *P. ferruginea* gewährleistet wird, so sind doch in Anbetracht der Konkordanz der Schichtenfolge auch die zwischenliegenden Horizonte (Zone des *Sphaeroceras Sauzei*) vertreten.

Durch ein gegenüber von Tschirach einmündendes Seitental, das von den Schneegebirgen im Süden von Tschirach herabkommt, werden auch die höheren Doggerhorizonte besser aufgeschlossen.

Die Stephanoceren sind bei Tschirach, bei Guli und Aschti, ebenso wie die Perisphincten, bisweilen nur als Negative erhalten; ihr Ausguß eignet sich aber meist genau so zur Bestimmung, wie die Positive. Von den Lytoceren finden sich oft isolierte Kammern.

Der Weg von Tschirach nach Gelhan und Kurach folgt zunächst dem Tschirachtschai-Tal abwärts, übersteigt dann bei Ritscha ein Joch, von dem aus man eine großartige Aussicht auf die Schneegipfel des Schach-Dagh und Schalbus-Dagh gewinnt, und senkt sich hinab in das Tal des Kurach-tschai, dessen Lauf er dann ständig bis Kurach folgt.

Die geologischen Verhältnisse bleiben sich zunächst im Tal des Tschirach-tschai gleich. Im Grunde des Tales stehen die schwarzen Liasschiefer an. Etwa 2 Werst hinter Tschirach gewahrt man oben im Süden die schon erwähnte Synklinale. Das Tal ist hier in den südlichen Ast der Antiklinalen nördlich Tschirach eingegraben, die Talachse entfernt sich aber talabwärts immer mehr von der südlichen Synklinalachse und nähert sich gegen Ritscha zu der nördlichen Antiklinalachse. So bleibt auch der Weg, der sich an der Talsohle hinzieht, nicht ganz im Streichen.

Bei Ritscha biegt der Tschirach-tschai aus seiner bisherigen Südostrichtung direkt nach Nordosten um und durchbricht unterhalb Ritscha die im Nordosten von Tschirach festgestellte Antiklinale. In diesem durch den Fluß bloßgelegten Querprofil werden die im Kern der Falte befindlichen, noch unter dem Oberlias von Tschirach lagernden Bildungen der Schichtenfolge aufgeschlossen. Das Gestein wird gegen die Tiefe zu glimmeriger und geht in glimmerhaltige Tonschiefer mit Einschaltungen von Sandsteinen bezw. sandigen Kalken über (Schiefer von Ritscha). Die Schiefer von Ritscha sind demnach älter, als die oberliassischen schwarzen Schiefer von Tschirach.

Fossilhaltige Gesteinsproben von hier gleichen vollkommen einem mir vorliegenden Gestein, das Abich beim Aul Makzik angetroffen hatte. Es handelt sich hierbei um einen dunkelgrauen, glimmerhaltigen, sandigen Kalk, der aus dem Flußtal 5 Werst unterhalb Ritscha stammt. Auch die Fossilien, nämlich Cardinien, sind absolut übereinstimmend. Die Abich'schen Cardinien vom Aul Makzik (Aul Besingi) wurden von Neumayr und Uhlig als *Cardinia* cf. *philea* d'Orb. charakterisiert.

Wenn auch diese Art innerhalb des mittleren und unteren Lias keinen bestimmten Horizont einhält, also auch der stratigraphischen Horizontierung einen erheblichen Spielraum läßt, so liegt der Wert dieser Cardinien doch darin, daß hierdurch auch noch ältere liassische Bildungen in dem jurassischen Schichtenverbande Daghestans nachgewiesen werden. Mit einem älteren liassischen Alter der glimmerhaltigen Schiefer, Sandsteine und sandigen Kalke im Flußdurchbruch unterhalb Ritscha stimmen auch meine tektonischen Beobachtungen vollkommen überein.

Es sei noch erwähnt, daß sich im Flußbett unterhalb Ritscha Pyritknollen finden, die von kleinen Schnecken und Zweischalern erfüllt sind. Die letzteren erinnerten mich an die „unsicheren Vorläufer" Quenstedt's aus den schwäbischen Grenzschichten zwischen Lias und Trias. Auch in der Rheinpfalz fand ich an der Basis des Lias pyritöse Sandsteine mit ähnlichen kleinen Zweischalern. Ich erwähne die Ähnlichkeit deshalb, weil auch sonst die Übereinstimmung zwischen den daghestanischen und schwäbischen bezw. westdeutschen Faunen eine sehr große ist.

Der Weiterweg nach Kurach verläßt bei Ritscha das Tal des Tschirach-tschai und überschreitet in dem schon erwähnten Joch die Wasserscheide zwischen Tschirach-tschai und Kurach-tschai. Die Route behält also ihre bisherige Südostrichtung bei und folgt somit auch weiterhin annähernd der Streichrichtung der Schichten.

Bei Ritscha wurde gemessen N. 58° W., Fallen 35° nach Süd. Weiter oben gegen die Jochhöhe zu N. 35° W. bis N. 40° W. (kurz westlich der Paßhöhe). Von der Paßhöhe aus hat man nochmals einen prachtvollen Rückblick auf das obere Tal des Tschirach-tschai. Man beobachtet namentlich deutlich die Wechsellagerung der Schiefer- und Sandsteinschichten im Südschenkel der Antiklinalen nördlich Tschirach, wie dies auch eine in Textfig. 3 wiedergegebene Photographie des Verfassers deutlich veranschaulicht.

Die Achse der Synklinalen südlich Tschirach wird im Süden von Ritscha wohl annähernd mit dem Kamm der hohen südlichen Gebirgskette zusammenfallen.

Jenseits des Paßüberganges streichen die glimmerhaltigen Schiefer von Ritscha N. 30° W. Unten im Quelltal des Kurach-tschai wechsellagern diese Schiefer mit rotbraunen bis grauen harten Sandsteinen[1]. (Dreimalige Wechsellagerung mit je etwa 5 m mächtigen Sandsteinlagen.)

C. Renz phot.

Textfig. 3. Wechsellagerung zwischen jurassischen Schiefern und Sandsteinen am Nordabhang des Tschirach-tschai-Tales unterhalb Tschirach.

Der obere Kurach-tschai durchbricht dann auch hier die Achse des ersten Sattels nördlich Ritscha (Streichen N. 35° W., später auch einmal N. 60° W.).

Der Schnitt der Talachse mit der erwähnten Antiklinalachse ist etwa 3 Werst in westlicher Richtung vom Dorf Haraschlu entfernt. Dazwischen folgt der Weg ungefähr der sich nördlich an diese Antiklinale (erste nördlich von Ritscha) anschließenden Synklinale. Hinter Haraschlu wendet sich der Weg aber wieder mit dem Taleinriß, dem er folgt, in dieselbe Antiklinalfalte (erste nördlich Ritscha) zurück. Das Streichen beträgt 3 Werst östlich Haraschlu N. 45° W.

[1] Die beiden oberen Lagen sind rotbraun, die untere grau.

Der Weiterweg führt bis Gelhan annähernd im Streichen talabwärts und hält sich zwischen den Achsen der ersten Antiklinale und Synklinale nördlich Ritscha.

Das 1 Werst westlich Gelhan gelegene Dorf Usu (Ussuch) wird ebenfalls, wie Haraschlu, durch die erste Synklinalachse nördlich Ritscha durchschnitten. An dem Hang im Norden von Haraschlu schließt sich an die betr. Mulde eine weitere Auffaltung an. Von Haraschlu ab nach Osten wurden auch mehrfache Störungen und sekundäre Faltungen in den dunklen Schiefergesteinen beobachtet.

Das Dorf Gelhan oder auch Kirchan gesprochen, liegt auf einer Klippe im Kurachtal, und zwar auf Schichten, die zum Nordschenkel des ersten Sattels nördlich von Ritscha gehören. Das Gestein ist durchweg der dunkle, glimmerige Schiefer von Ritscha. Leider wurden zwischen Ritscha und Gelhan keine Fossilien ermittelt, so daß eine genauere Horizontierung der Schiefergesteine nicht möglich war.

Die Strecke von Gelhan bis Kurach bleibt ständig im Tal des Kurach-tschai, und zwar stets in denselben Schiefergesteinen. Etwa 2 Werst östlich Gelhan beträgt das Streichen N. 43° W., das Fallen 25° Nord. Der Weg hält sich anfangs im Nordschenkel der ersten Antiklinalen nördlich Ritscha, überquert dann die nördlich hiervon gelegene Mulde und tritt auch noch in die nächst nördlichere Antiklinale ein (etwa 1 Werst östlich Aschar). Das Tal folgt dann etwa der Achse dieser Aufwölbung bis Kurach. Ebenso bleibt sich auch das Streichen, das etwa 2 Werst östlich Aschar bei einem Einfallen von rund 40° nach Nordost mit N. 46° W. abgelesen wurde, im großen und ganzen gleich.

Die Strecke von Gelhan bis Kurach wurde bereits von K. Bogdanowitsch zurückgelegt. K. Bogdanowitsch hatte damals die Bearbeitung des sich an mein Gebiet anschließenden südöstlichen Teiles des Kaukasus in Angriff genommen; seine Ergebnisse lagen bereits in einem umfangreichen Werke vor[1].

Da ich den Aufnahmen von K. Bogdanowitsch in keiner Weise vorgreifen will, schließe ich hiermit meine Tagebuchauf-

[1] K. Bogdanowitsch, Zwei Übersteigungen der Hauptkette des Kaukasus. Mém. du Com. géol. St.-Petersbourg 1902. **19**. No. 1. — Inzwischen ist eine weitere größere Abhandlung desselben Autors erschienen: K. Bogdanowitsch, Das Dibrarsystem im südöstlichen Kaukasus. Mém. du Com. géol. St.-Petersbourg 1906. **26**.

zeichnungen. Die Strecke von Kurach über Kabir zur Bahnstation wurde übrigens auch mit tunlichster Eile zurückgelegt.

Ich möchte jedoch diese vorläufige Mitteilung nicht schließen, ohne auch hierin mit aufrichtiger Dankbarkeit der allseitigen und weitgehenden Förderung zu gedenken, die unsere Reisen und Untersuchungen durch die russische Regierung und ihre Organe überall gefunden haben.

II. Teil.

Die Jura-Aufschlüsse von Guli.

Die besten Aufschlüsse und reichhaltigsten Fossillager, die ich im Verlaufe meiner im Jahre 1903 durch Daghestan unternommenen Reise angetroffen habe, finden sich beim Dorfe Guli, im Tal des Kokmatschai, eines östlichen Nebenflusses des Kasikumuch-Koissu.

Der Kokmatschai ist, soweit ich seinen Lauf verfolgt habe, in die jurassische Schieferformation eingegraben, wahrscheinlich gehört sein ganzes Flußgebiet dem Bereiche der dunkelgefärbten Schiefergesteine an.

Die stattliche Ortschaft Guli liegt im Mittellauf des Kokmatschai und zieht sich am Nordhang des Kokmatschai-Tales hinauf.

Die Gehänge des Kokmatschai-Tales bieten, wie auch eine auf Taf. XXVI wiedergegebene Photographie des Verfassers veranschaulicht, sehr gute Aufschlüsse; vorwaltende schwarze Schiefergesteine wechseln mit härteren, grauen bis dunkelgrauen Sandsteinen bezw. kalkig-tonigen Lagen.

Das Einfallen der Schichtenfolge ist bei einem Grundstreichen von N. 45° W. mit 60° nach Nordost gerichtet.

Der Fluß hat sich bei Guli in den Nordschenkel einer zu seinem Laufe etwa längsgerichteten Falte eingeschnitten; an der Sohle des jenseitigen Talhanges sind daher die ältesten Schichtglieder bloßgelegt. Es handelt sich um eine konkordante mächtige Schichtenfolge in faziell gleicher Entwicklung.

An den Hängen des Kokma-tschai- oder Guli-Tales wurde eine außerordentlich reiche Ammonitenfauna aufgesammelt.

In meiner ersten Mitteilung[1] hatte ich bereits eine stattliche Fauna zitiert und, wie die eingangs der vorliegenden Abhandlung angeführten Fossillisten zeigen, stammen auch die neu bestimmten Arten im wesentlichen von den Aufschlüssen der Umgebung von Guli.

Die bisher bekannte Gesamtfauna dieses wichtigen Fossillagers (Guli und Umgebung) umfaßt nunmehr folgende Typen:

Hammatoceras subinsigne Opp. var.
Harpoceras (Lioceras) opalinum Rein. var. *compta* Rein. (= *Harpoc. comptum* Rein.)
— (*Ludwigia*) *Murchisonae* Sow. Typus und var.
— (—) — Sow. var. *planata* Quenst.
— (—) *cornu* Buckman
— (—) *Lucyi* Buckman
Sonninia Helenae Renz (n. sp.)
— *Schlumbergeri* Haug
Sphaeroceras contractum Sow.
— *Sauzei* d'Orb.
— *Gervillii* Sow.
Stephanoceras Bayleanum Oppel
— — Oppel var. *Lichtensteini* Papp. emend. Renz
— *Braikenridgii* Sow.
— — Sow. var.
— — Sow. var. *macra* Quenst. (= *Ammonites Braikenridgii macer* Quenst. 1886)
— *planulum* Quenst. (= *Ammonites Humphriesianus planula* Quenst. 1886)
— *Humphriesianum* Sow.
— *plicatissimum* Quenst.
— *pyritosum* Quenst. (und Varietäten)
— *turgidulum* Quenst.
— *nodosum* Quenst.
— — var. *macra* Quenst. (= *Ammonites Humphriesianus macer* Quenst. Schwäbische Ammoniten, Dogger Taf. 65 Fig. 11)
Stephanoceras crassicostatum Qu.
— *Zieteni* Quenst.
— *subcoronatum* Oppel (Typus)
— — Oppel var.
— *Frechi* Renz (*Ammonites Humphriesianus coronatus* Quenst.)
— — Renz var. *caucasica* Renz
— *umbilicum* Quenst.
— *mutabile* Quenst. (auch im NO. von Guli)
— *linguiferum* d'Orb. u. Var.
— *rectelobatum* Hauer
— sp. ind.
Parkinsonia ferruginea Oppel
— *Parkinsoni* Sow.
— *radiata* Renz (= *Ammonites Parkinsoni planulatus* Quenst. Schwäbische Ammoniten. 1886. Dogger Taf. 71 Fig. 19)
— *planulata* Quenst.
— *Schloenbachi* Schlippe
— *Neuffensis* Schloenb.
— *doneziana* Bor.
— *Eimensis* Wetzel
— *subarietis* Wetzel
— *acris* Wetzel
— *depressa* Quenst.
— *Schamyli* Renz (n. sp.)
Haploceras psilodiscum Schloenb.
Rhacophyllites Loryi Munier-Chalmas (etwa 5 Werst NO. von Guli)
Phylloceras mediterraneum Neum. (auch im NO. von Guli)
— — Neum. var. *caucasica* Renz

[1] Carl Renz, Der Jura von Daghestan. Dies. Jahrb. 1904. II. p. 76—78.

Phylloceras Zignoi d'Orb.
— — d'Orb. var. *Nausikaae* Renz
— *tatricum* Pusch
— cf. *Benacense* Catullo
— *Kudernatschi* Hauer
— *disputabile* Zittel
— *Pompeckji* Hug mut. nov.
Lytoceras Eudesianum d'Orb.
— *polyphelictum* Boeckh
— aff. *Linneanum* d'Orb.
— *polyanchomenum* Gemm.
— *Adeloides* Kud.
— *polystoma* Quenst.
Nebrodites Sartoriusi Gemm.
— *peltoideus* Gemm.
— *Doublieri* d'Orb.
— *Agrigentinus* Gemm.
— *Randenensis* Moesch
— *Cafisii* Gemm.
Idoceras Malletianum Font.
— *neogaeum* Burckhardt
— *laxevolutum* Font.
— aff. *Soteloi* Burckhardt
— aff. *Balderi* Opp.
Perisphinctes Martinsi d'Orb.
— *evolutus* Neum.
— *plicatilis* Sow.
— *Navillei* Favre
— *consociatus* Bukow.
— cf. *Berlieri* Loriol
— *promiscuus* Bukow.
— *(Aulacosphinctes) Torquatus* Sow. var. *infundibula* Uhl.
Belemnites giganteus Schloth. (nordöstlich des Dorfes)
Amberleya aff. *capitanea* Münst.
Posidonia Buchi Roemer
— *alpina* Gras.
Serpula sp.

Dazu treten noch einige unbestimmbare Zweischaler. Vereinzelt wurden in den schwarzen Schiefern von Guli auch Holzstücke beobachtet, die Schichtenfolge kann also nicht in allzu großer Küstenferne abgelagert worden sein, auch sonst spricht ja der Habitus der Gesteine nicht für tiefes Meer.

Die Schichtenfolge, aus der diese 87 Arten und Varietäten enthaltende, fast ausschließliche Cephalopodenfauna entstammt, umfaßt zahlreiche Zonen des Doggers und Malms, und zwar sprechen die von den Aufschlüssen und Hängen des Guli-Tales vorliegenden Spezies genauer für eine vollständige Entwicklung des Doggers, sowie für das dortige Vorhandensein der Oxfordstufe und der unteren Kimmeridgezone. Den unteren Dogger (d. h. die Zonen des *Harpoceras opalinum* und *H. Murchisonae*), sowie die Bayeuxstufe (mit den Zonen des *Hammatoceras Sowerbyi*, des *Sphaeroceras Sauzei*, des *Stephanoceras Humphriesianum* und der *Parkinsonia Parkinsoni*) hatte ich bereits von Guli angegeben, neu hinzu kommen auf Grund meiner weiteren Bestimmungen die höheren Jurahorizonte bis hinauf zur Zone der *Oppelia tenuilobata*. Zahlreiche Zonen werden durch ihre Zonenfossilien selbst charakterisiert.

Die zitierten Arten würden sich folgendermaßen auf die einzelnen Stufen des Doggers und Malms verteilen lassen:

Unterer Dogger:

Harpoceras (Lioceras) opalinum Rein. var. *compta* Rein.
Hammatoceras subinsigne Opp. var.
Harpoceras Murchisonae Sow. var. *planata* Quenst.
— (*Ludwigia*) *Murchisonae* Sow.

Hiervon sprechen *Harpoceras (Ludwigia) opalinum* Rein. var. *compta* Rein., ein sehr naher Verwandter des *H. opalinum*, sowie *Hammatoceras subinsigne* Oppel var. für die Zone des *Harpoceras opalinum*, während das relativ häufig auftretende *H. Murchisonae* Sow. und seine Varietäten, wie die var. *planata* Quenst., die nach ihm benannte Zone anzeigt.

Das vorliegende *Hammatoceras subinsigne* stimmt allerdings nicht genau mit dem Oppel'schen Originalexemplar überein, sondern ist einer der vielen Varietäten dieser stark mutierenden Art, die aber sämtlich in dem gleichen Horizont auftreten und somit auch die gleiche stratigraphische Bedeutung besitzen, wie der Typus.

Das auf Taf. XXVII Fig. 9 dargestellte *Harpoceras opalinum* Rein. var *compta* Rein. ist ein ständiger, mit der Hauptart durch Übergänge verbundener Begleiter des *H. opalinum* und lediglich auf dessen Zone beschränkt. Gute Exemplare des typischen *H. Murchisonae* Sow. wurden u. a. auch im Flußbett des Kokmatschai, südlich von Guli, aufgesammelt.

Bayeuxstufe:

Harpoceras (Ludwigia) cornu Buckman
— — *Lucyi* Buckman
Sonninia Helenae Renz (nov. sp.). Taf. XXVIII Fig. 2, 2a, 2b.
— *Schlumbergeri* Haug
Sphaeroceras Sauzei d'Orb. Taf. XXVIII Fig. 1 u. 1a.
— *contractum* Sow.
— *Gervillii* Sow.
Stephanoceras Bayleanum Oppel
— — Oppel var. *Lichtensteini* Papp. emend. Renz
— *Braikenridgii* Sow. Taf. XXIX Fig. 1
— — Sow. var. *macra* Quenst.
— — Sow. var.
— *planulum* Quenst.
— *Humphriesianum* Sow.
Stephanoceras plicatissimum Qu.
— *pyritosum* Qu. Taf. XXVIII Fig. 4
— *turgidulum* Quenst.
— *nodosum* Quenst.
— — Quenst. var. *macra* Quenst.
— *umbilicum* Quenst.
— *mutabile* Quenst.
— *crassicostatum* Qu. Taf. XXIX Fig. 6
— *Zieteni* Quenst.
— *subcoronatum* Opp. Taf. XXVII Fig. 1 u. 1a
— — Oppel var.
— *Frechi* Renz
— — Renz var. *caucasica* Renz
— *linguiferum* d'Orb.
Parkinsonia Parkinsoni Sow.

Parkinsonia radiata Renz. Taf. XXVIII Fig. 3
— *Schloenbachi* Schlippe
— *Neuffensis* Schloenb.
— *doneziana* Bor.
— *Eimensis* Wetzel
— *subarietis* Wetzel
— *acris* Wetzel
— *depressa* Quenst.
— *planulata* Quenst.
Perisphinctes Martinsi d'Orb.
Lytoceras aff. *Linneanum* d'Orb.
— *Eudesianum* d'Orb.
— *polystoma* Quenst.
— *polyphelictum* Boeckh.
Phylloceras mediterraneum Neum. var. *caucasica* Renz
— *Zignoi* d'Orb.
— — d'Orb. var. *Nausikaae* Renz
— *mediterraneum* Neum.
— *tatricum* Pusch

Die Bayeuxstufe ist an den Aufschlüssen um Guli paläontologisch und faunistisch am besten vertreten, besonders von der Zone des *Sphaeroceras Sauzei* an aufwärts. Für die Zone des *Hammatoceras Sowerbyi* sprechen zunächst die beiden Harpoceraten, *Harpoceras (Ludwigia) cornu* Buckman und *H. (Ludwigia) Lucyi* Buckman, sowie vermutlich noch die neue auf Taf. XXVIII Fig. 2, 2 a und 2 b dargestellte *Sonninia Helenae* Renz.

Harpoceras (Ludwigia) cornu Buckman und *H. (Ludwigia) Lucyi* Buckman treten in England in der *Concavum*-Zone auf, ebenso findet sich auch bei den Aufschlüssen von Tschirach in Daghestan (siehe unten p. 694) der dort sehr häufige *H. cornu* Buckman zusammen mit *H. concavum* Sow.

Die neue *Sonninia Helenae* Renz steht der *S. alternata* Buckman aus der *Concavum*-Zone Englands sehr nahe[1], so daß wohl die

[1] *Sonninia Helenae* Renz steht der *S. alternata* Buckman (Inferior oolite Ammonites of the British Islands Taf. 76 Fig. 7—9. p. 346) aus der *Concavum*-Zone sehr nahe. Das daghestanische Stück ist jedoch ein klein wenig involuter. Die Umgänge sind etwas breiter und nicht so hochmündig. Die weniger ausgeprägten Rippen der *Sonninia Helenae* sind teilweise gebündelt und wechseln sehr in der Stärke, wodurch die unregelmäßige Schalenskulptur bedingt wird. Gegen den Externteil zu sind die Rippen verwischt und weniger nach vorn gebogen, als bei *S. alternata*. — Die Lobenlinie ist von der der englischen Art wesentlich verschieden (Inferior oolite Ammonites Taf. 103 Fig. 7). Die Kammerwände stehen bei letzterer Spezies sehr viel enger gedrängt. Der erste Laterallobus ist bei *S. alternata* stärker gezackt und greift tief in den der vorangehenden Kammerwand ein, während er bei der neuen Art durch einen weiten Zwischenraum von ihm getrennt ist. — Die Höhe der Kammern ist ein durchgreifender Unterschied von allen übrigen noch zum Vergleich in Betracht kommenden englischen Sonninien, wobei allerdings zu berücksichtigen bleibt, daß die Höhe der Kammern während des Entwicklungsganges Schwankungen unterliegen kann. — In der Skulpturentwicklung ähnlich, aber involuter, ist ferner

Annahme berechtigt ist, die daghestanische Abart möchte ebenfalls dem gleichen Niveau eigen sein. Andererseits könnte sie auch noch in die Zone des *Sphaeroceras Sauzei* hinaufsteigen, wofür die zweite der bei Guli aufgesammelten und auf Taf. XXVII Fig. 6 u. 6a abgebildeten Sonninien, *Sonninia Schlumbergeri* Haug, spricht. *S. Schlumbergeri* ist sonst noch bekannt aus der Zone des *Sphaeroceras Sauzei* in der Umgebung von Nancy (forêt de Haye). Die *Sauzei*-Zone wird indessen bei Guli vor allem durch ihr Leitfossil, *Sphaeroceras*[1] *Sauzei* d'Orb., selbst erwiesen, das mir in einem prachtvoll erhaltenen, auf Taf. XXVIII Fig. 1 u. 1a abgebildeten Exemplar vorliegt.

Hierzu treten noch zwei andere bezeichnende Sphaeroceraten, *Sph. contractum* Sow.[1], der zu *Sph. Sauzei* sehr nahe verwandtschaftliche Beziehungen unterhält, und *Sph. Gervillii* Sow., letzterer in einer Abart dieser variablen Form, wie sie auch in Württemberg im gleichen Niveau vorkommt.

Eine gradezu frappante Ähnlichkeit mit der gleichalterigen schwäbischen Ammonitenwelt zeigen die reichen Stephanocerenfaunen[2] des folgenden Horizontes, der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. All die mannigfaltigen, sich zu fortlaufenden Formenreihen zusammenschließenden Typen, die Quenstedt ausgeschieden hat, kehren auch bei Guli wieder.

Angesichts der weiten räumlichen Entfernung der schwäbischen und daghestanischen Fundorte voneinander ist diese außerordent-

---

S. dominata Buckman (Taf. 97 Fig. 1), sowie die im Querschnitt verschiedene *S. laculosa* Buckman (Taf. 92 Fig. 5). Bei *S. spinifera* Buckman (Taf. 100 Fig. 1) ist hingegen der Querschnitt übereinstimmend und auch die Skulptur der inneren Windungen ähnlich, die Lobatur jedoch abweichend.

[1] *Sphaeroceras Sauzei* erhielt von E. Maske den neuen Gattungsnamen *Otoïtes* (vergl. E. Maske, Die *Stephanoceras*-Verwandten in den Coronatenschichten von Norddeutschland. Göttingen 1907).

[2] Die bekannten Stephanoceren- und Sphaerocerenarten wurden von E. Maske auf Grund der Verschiedenheit ihres Mundsaumes in mehrere Gattungen zerlegt. So glücklich diese Neueinteilung vom systematischen Standpunkt aus sein mag, so wenig bewährt sie sich in der Praxis. Mein Stephanoceren- und Sphaerocerenmaterial aus Daghestan ist wirklich wunderbar erhalten, aber bei keinem meiner zahlreichen Stücke ist noch der Mundsaum vorhanden. Ich habe daher vorläufig die alten Gattungsnamen beibehalten. Vielleicht ermöglicht ein direkter Vergleich meiner Stücke mit den Originalen Maske's auch eine weitere generische Zergliederung meiner daghestanischen *Stephanoceras*- und *Sphaeroceras*-Faunen.

liche Gleichförmigkeit und Übereinstimmung besonders bemerkenswert. Überhaupt ist die Zahl der neu aufgefundenen Arten und Varietäten der Gesamtfauna überraschend gering. Die wenigen neuen Spezies und Varietäten schließen sich an bekannte schwäbische oder englische Typen an und deuten auf einen unmittelbaren Zusammenhang der Meere hin.

Die Stephanocerenfauna der *Humphriesianum*-Zone ist übrigens nicht als mitteleuropäisch in bisher gewohntem Sinne anzusprechen (vergl. hierzu die Abhandlung des Verfassers[1] über den portugiesischen Lias, p. 87—90), sondern dieselben Typen wurden neuerdings von mir auch im Mediterrangebiet, und zwar in Epirus und auf Korfu angetroffen[2].

Stephanoceras rectelobatum Hauer kommt sonst noch bei Swinitza an der unteren Donau vor, ähnliche Stephanocerenformen finden sich auf Sizilien in den Schichten mit *Posidonia alpina*. Dieselben, allerdings faziell veränderten Posidonienschichten folgen auf Korfu und in Epirus unmittelbar über den Stephanocerenkalken der *Humphriesianum*-Zone.

Ebenso könnte natürlich auch bei Guli die eine oder andere Stephanocerenart noch etwas höher hinaufgehen; *Stephanoceras rectelobatum* Hauer gehört ja sonst, wie gesagt, einem etwas höheren Horizont (Klausschichten) an. Ferner wäre noch *Phylloceras Zignoi* d'Orb. var. *Nausikaae* Renz[3] den epirotisch-korfiotischen und daghestanischen Vorkommen gemeinsam.

In den obersten Bildungen des daghestanischen Bajociens spielen ebenso, wie in der Bathstufe, die Parkinsonier als stratigraphisches und faunistisches Element die wichtigste Rolle und auch bei dieser Gruppe macht sich, genau wie bei den Stephanoceraten, die außergewöhnliche Übereinstimmung mit westeuropäischen, vorzugsweise polnischen, schwäbischen und westdeutschen Formen geltend.

[1] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Dies. Jahrb. 1912. I. p. 58—90.

[2] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1910. **60**. Heft 3. p. 576.

[3] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1910. **60**. Heft 3. p. 599.

Auch die feineren Mutationsunterschiede kehren bei den daghestanischen Faunen wieder; ich erinnere hierbei u. a. nur an die auch auf Taf. XXVIII Fig. 3 abgebildete *Parkinsonia radiata* Renz = *Ammonites Parkinsoni planulatus* Quenstedt (Schwäbische Ammoniten 1886, Dogger, Taf. 71 Fig. 19). Die in meinen Listen angeführte neue *Parkinsonia Schamyli* Renz ist nichts weiteres, als eine den Übergang zwischen *P. ferruginea* Oppel und *P. Württembergica* Oppel vermittelnde Zwischenform, die man bisher aus Schwaben noch nicht kennt.

Infolge ihrer stammesgeschichtlichen Position gehört diese neue *Parkinsonia* wohl bereits der Bathstufe an.

Die Existenz der Bathstufe wird sonst vor allem noch durch die typische *P. ferruginea* Oppel gewährleistet, zu der noch einige weitere Arten hinzutreten.

Dem Bathonien wären von der Gesamtfauna von Guli insgesamt folgende Arten zuzuzählen:

Bathstufe:

Parkinsonia ferruginea Oppel
— *Schamyli* Renz
Stephanoceras rectelobatum Hauer
Perisphinctes Moorei Oppel
Haploceras psilodiscum Schloenb.
Lytoceras Adeloides Kud.
Phylloceras Kudernatschi Hauer

Es ist hierbei im allgemeinen noch zu bemerken, daß die zitierten Phyllocerenarten meist zu den zonal indifferenten Typen gehören und durch mehrere Stufen hindurchgehen.

Nach meinen Aufsammlungen zu schließen, ist die faunistische Vertretung der einzelnen Zonen an den Profilen von Guli bereits wieder im Abnehmen begriffen, den Höhepunkt des Fossilreichtums erreichen die obersten Bajocienzonen.

Bezeichnende Kellowayfossilien sind in meinem Material von Guli, abgesehen vielleicht von *Perisphinctes evolutus* Neum. und *Lytoceras polyanchomenum* Gemm., nicht vorhanden, trotzdem sind natürlich auch die Zonen des Calloviens in der Schichtenfolge von Guli enthalten, um so mehr, da ja auch von anderen daghestanischen oder kaukasischen Juravorkommen die typischen Leitfossilien dieser Stufe, wie *Macrocephalites macrocephalus*, *Cosmoceras Jason* und *Peltoceras athleta* bekannt sind. Auch bei Kasikumuch, dem Guli zunächst benachbarten und nicht allzuweit entfernten Fossilfundpunkt ist das Callovien mit *Stephanoceras coronatum* Brug. ect. entwickelt und einwandfrei erwiesen.

Ferner ist hierbei in Erwägung zu ziehen, daß auch das Oxfordien bei Guli wieder eine bessere faunistische Entwicklung aufweist.

Aus den nicht ganz befriedigenden Kelloway-Fossilresten darf daher keinesfalls auf das Fehlen einer dieser Zonen bei Guli geschlossen werden. Möglicherweise liegt hier ein Zufall bei der Aufsammlung vor oder die petrographische Beschaffenheit der Kellowayschichten war hier eben der Überlieferung der entsprechenden Tierwelt weniger günstig, als im Bajocien und Oxfordien.

Sjögren berichtet allerdings von einer auf das Bathonien folgenden Transgression. In dem von mir bereisten Gebiete konnte ich aber keine darauf hindeutende Anzeichen wahrnehmen.

Wenn es in meinem Material von Guli auch mit den spezifischen Kelloway-Arten schlecht bestellt ist, so gehen doch immerhin mehrere von hier stammende Phylloceren und Lytoceren, wie:

Lytoceras Adeloides Kud.	*Phylloceras disputabile* Zittel
— *polystoma* Quenst.	— *viator* d'Orb.
Phylloceras mediterraneum Neum.	— *Kudernatschi* Hauer,

sowie *Perisphinctes Moorei* Opp. auch noch durch das Kelloway hindurch. Es sind aber, wie gesagt, stratigraphisch unsichere Vertreter.

Lytoceras polyanchomenum Gemmellaro wurde zuerst aus den Macrocephalenschichten Siziliens beschrieben.

Oxfordstufe:

Hecticoceras Schuhmacheri Noetling } oberhalb
— *Socini* Noetling } Sumbatul
Perisphinctes Navillei Favre. Taf. XXIX Fig. 5
— *consociatus* Bukow.
— *plicatilis* Sow.
— cf. *Berlieri* Loriol
— *promiscuus* Bukow.

Vor allem werden demnach die unteren Oxfordhorizonte hier paläontologisch erwiesen, während die Zone des *Peltoceras bimammatum* höchstens durch *Perisphinctes plicatilis* angedeutet wird, der durch das ganze Oxfordien hindurchgeht.

Für die Fossilarmut im obersten Oxfordien von Guli sind jedenfalls dieselben Gründe maßgebend, wie im Callovien, denn das Vorkommen der untersten Kimmeridgezone wird hier wieder durch zahlreiche charakteristische Typen paläontologisch fixiert und Diskordanzen sind bei Guli nirgends wahrnehmbar.

Unter den Fossilien des unteren Oxfordiens verdienen noch besonders die Hecticoceren, nämlich *Hecticoceras Schuhmacheri* Noetling (Taf. XXVII Fig. 8) und *H. Socini* Noetling (Taf. XXVII Fig. 7), Beachtung.

Dieselben stammen allerdings aus der Gegend von Sumbatul, etwas unterhalb von Guli, aber immerhin noch aus dem Bereiche des Kokmatschai-Tales.

Ich habe sie in den schwarzen Schiefergesteinen am Westhang des Kokmatschai-Tales, am Wege von Schira nach Sumbatul (Route Kasikumuch—Guli) aufgesammelt, und zwar östlich und wenig unterhalb der Paßhöhe.

Nicht weit davon traf ich in tieferen Lagen der Schichtenfolge auch *Phylloceras flabellatum* Neumayr und *Ph. Zignoi* d'Orb, zwei Arten, die bereits einem älteren Horizont angehören (Parkinsonierschichten). Nach meinen im Sattel entworfenen Profilskizzen dürften die Schiefer mit *Hecticoceras Socini* Noetl. und *H. Schuhmacheri* Noetl., oberhalb Sumbatul, mit den Schiefern unter der oberen Sandsteinzwischenlage am Talgehänge oberhalb Guli zu parallelisieren sein.

H. Schuhmacheri Noetling und *H. Socini* Noetling sind zuerst aus den unteren Oxfordschichten des Hermon bekannt geworden (Zone des *Aspidoceras perarmatum)* und es war mir interessant, diese wichtigen Arten des oberen syrischen Jura nunmehr auch im Kaukasus wiederzusehen.

Kimmeridgestufe:

Rhacophyllites Loryi Munier-Chalmas. Taf. XXVII Fig. 5
Phylloceras cf. *Benacense* Catullo
Nebrodites peltoideus Gemm.
— *Agrigentinus* Gemm.
— *Doublieri* d'Orb.
— *Randenensis* Moesch.
— *Cafisii* Gemm.
— *Sartoriusi* Gemm.
Idoceras Malletianum Font.
— *neogaeum* Burckh.
— *laxevolutum* Font.
— aff. *Soteloi* Burckh.
— aff. *Balderi* Oppel
Perisphinctes (Aulacosphinctes) Torquatus Sow. var. *infundibula* Uhl.

Die Nebroditen und Idoceren des unteren Kimmeridgien, d. h. der Zone der *Oppelia tenuilobata* bezw. der *Acanthicus*-Schichten, kennzeichnen die jüngsten fossilführenden Bildungen, die ich im Profil von Guli ermittelt habe. Die hier zitierten Arten kommen, mit Ausnahme des *Aulacosphinctes Torquatus* Sow. var. *infundibula* Uhl., des *Idoceras laxevolutum* Font., *I. neogaeum*

Burckh., *I.* aff. *Soteloi* Burckh. und *I.* aff. *Balderi* Oppel u. a. im unteren Kimmeridgien von Sizilien vor.

Nebrodites Sartoriusi Gemm. ist ein naher Verwandter des *N. Randenense* Moesch; letztere Art tritt auch schon in der vorhergehenden Zone auf.

Ebenso kehrt auch der in der *Transversarium*-Zone verbreitete *Perisphinctes Navillei* Favre in einer kaum unterscheidbaren Mutation (*P. Regalmicensis* Gemm.) in Sizilien wieder.

Mehrere der Nebroditen und Idoceren wurden von C. Burckhardt aus dem mexikanischen Kimmeridgien angegeben bezw. neu beschrieben. Die hier zitierten, zum erstenmal aus Mexiko beschriebenen beiden Idoceren schließen sich an die schon lange bekannten europäischen Typen an.

Aulacosphinctes Torquatus Sow. var. *infundibula* Uhlig gehört zu den häufigeren Arten der Spiti shales des Himalaya.

Nahe verwandt hiermit ist auch *A. windauensis* Boden, eine kürzlich beschriebene Art aus dem Oxfordien Littauens.

Es sei nochmals hervorgehoben, daß der Gesteinscharakter während des Jura bis zum unteren Kimmeridgien einschließlich keinerlei Wechsel unterworfen war; so ist z. B. auch das Gestein der Füllmasse der Stephanoceren der *Humphriesianum*-Zone und der Nebroditen etc. des unteren Kimmeridgien vollkommen gleich. Es handelt sich um ein dunkelgraues, sehr hartes und wohl stark eisenreiches (Sphärosiderit), kalkhaltiges Tongestein.

Die nachgewiesene Schichtenfolge bei Guli umspannt demnach auf Grund meiner paläontologischen Bestimmungen den ganzen Dogger und den Malm bis hinauf zur Zone der *Oppelia tenuilobata* einschließlich, und es ist daher sicher, daß auf den Höhen des Schunu-Dagh auch noch oberster Jura vorkommt und wahrscheinlich auch noch Kreide.

Lias ist im Guli-Tal bis jetzt nicht bekannt, die ältesten hier paläontologisch festgelegten Bildungen repräsentieren die beiden unteren Doggerzonen.

Im Streichen[1] nach Südosten zu werden jedoch auch liassische Bildungen im Einriß des Tschirach-tschai bei Tschirach bloßgelegt.

Im Flußtal bei Tschirach fand ich ein *Hildoceras serpentinum* Rein., das sonst in den unteren Partien des Oberlias aufzutreten

[1] Vergl. hierzu die Kartenskizze in dies. Jahrb. 1904. II. p. 79 Fig. 3 in meiner Abhandlung „Der Jura von Daghestan".

pflegt. Im Tschirachtal fielen mir auch jene charakteristischen schwarzen Tutenmergel auf, wie sie im Lias Mitteleuropas öfters zu beobachten sind, sonst aber lassen sich zwischen Oberlias und Unterdogger keine nennenswerten petrographischen Unterschiede festhalten.

In etwas höherem Niveau kommen in den schwarzen Schiefern der südlichen Talseite, etwa 2 km von Tschirach gegen Westen, reichlich Fossilien vor, und zwar enthalten die Schiefer hier massenhaft kleine Tonkugeln oder Knollen, deren jede ein *Harpoceras* einhüllt. Es handelt sich hierbei in erster Linie um *H. (Ludwigia) cornu* Buckman, daneben auch noch um *H. (Ludwigia) Murchisonae* Sow. und *H. (Lioceras) concavum* Sow., also um Arten, wie sie auch in den unteren Schiefern von Guli auftreten. Besonders ist *H. (Ludwigia) cornu* Buckman, und zwar meist in kleinen und vollständigen Exemplaren mit dem charakteristischen Mündungssaum, in den Aufschlüssen von Tschirach äußerst häufig. Auf Taf. XXVII Fig. 2 und 3 ist sowohl ein von hier stammender Abdruck (Negativ Fig. 2) des *H. (Ludwigia) cornu* Buckm. in einer Tonknolle, sowie ein vollständiges Exemplar (Positiv Fig. 3) dargestellt.

Ferner wurden hier noch Posidonien beobachtet, die ich von *Posidonia Bronni* Voltz nicht zu unterscheiden vermag. *P. Bronni* geht ja allerdings auch in Schwaben in einer kaum mutierenden Form in den unteren Dogger hinein *(P. opalina* Quenst.).

In den höheren Schieferniveaus, die hier gleichfalls Sandsteinzwischenlagen enthalten, treten sodann auch bei Tschirach die jüngeren Bajocienzonen mit den von Guli bekannten Faunen fossilführend auf. Zu den bereits von mir erwähnten[1] Stephanoceren, Parkinsoniern, Lytoceren und Phylloceren kommt jetzt u. a. noch *Stephanoceras turgidulum* Quenst., eine bekannte schwäbische Stephanocerenart, und *St. Frechi* Renz var. *caucasica* Renz hinzu, zwei Arten, die den korrespondierenden Vorkommen von Tschirach und Guli gemeinsam sind.

Weiter talabwärts von Tschirach werden durch den Tschirachtschai bei Ritscha auch noch mittelliassische Bildungen in ähnlicher petrographischer Entwicklung angeschnitten, und zwar glimmerige Schiefer und Sandsteine mit Cardinien, die bereits oben und in meiner früheren Abhandlung[1] eingehend gewürdigt wurden.

[1] Carl Renz, Der Jura von Daghestan. Dies. Jahrb. 1904. II. p. 80.

Die Schiefer und Sandsteine von Guli und Tschirach sind zweifellos Bildungen eines flacheren Meeres. Hierfür spricht ihr ganzer Habitus; das Auftreten von eingeschlossenen, allerdings sehr spärlich vorkommenden Holzstücken im Schiefer und Sandstein liefert auch den direkten Beweis.

Trotzdem sind die Faunen von Guli und Tschirach fast ausschließlich Ammonitenfaunen. Darunter finden sich auch zahlreiche Phylloceren und Lytoceren, die nach einer in letzter Zeit mehrfach geäußerten Vermutung auf die schlammfreien Meeresteile beschränkt sein sollen. Die letztere Ansicht erfährt durch meine Beobachtungen in Daghestan eine entschiedene Widerlegung, denn die Zahl der Individuen von *Lytoceras* und *Phylloceras* ist in den schlammigeu Gewässern von Daghestan keineswegs geringer, als die der übrigen Ammoniten. Es läßt sich aber nicht leugnen, daß z. T. wohl auch angetriebene leere Gehäuse vorliegen, doch dürften natürlich nicht alle die massenhaft auftretenden Lytoceren-Gehäuse verfrachtet sein.

Die Aufschlüsse bei Tschoch und Gunib.

Die bei Tschoch und Gunib, sowie in dem Zwischengelände aufgesammelte Fauna habe ich schon größtenteils in meiner früheren Abhandlung zitiert. Es treten nunmehr unter anderen noch folgende Arten hinzu (vergl. die Gesamtfaunen der Fundorte p. 661—665):

Phylloceras Kudernatschi Hauer
— *euphyllum* Neum.
Lytoceras polyanchomenum Gemm. Taf. XXVII Fig. 4
Hecticoceras lunuloides Kilian
Parkinsonia pseudoparkinsoni Wetzel
Parkinsonia subarietis Wetzel
Perisphinctes tenuissimus Smier.
Peltoceras arduennense d'Orb.
Holcostephanus Lommonossovi Vischn. (von Rugzinska trabinka bei Gunib).

Diese Ergänzungen verändern weder die bereits feststehende stratigraphische Gliederung, noch das faunistische Bild.

Peltoceras arduennense d'Orb., eine Art des unteren Oxfordiens, stammt aus grauen bis graugrünen Sandsteinen des zwischen der oberen Kalketage und den schwarzen Geodenschiefern von Tschoch lagernden Schichtenkomplexes, so daß sich also auch hier der paläontologische Befund mit den Lagerungsverhältnissen deckt.

Die faunistische Bedeutung der borealen Typen von Gunib wurde bereits in meiner vorangegangenen Publikation erörtert. Der vorliegende *Holcostephanus Lommonossovi* Vischn. stammt aus den tithonischen gelben Oolithen, die die Höhe von Gunib krönen. Aus der schieferig-sandigen Unterlage der Kalkmassen des obersten Jura wurden reichliche Faunen des Oxfordiens, Kelloways, Bathoniens und Bajociens bekannt, die bereits oben angegeben wurden (vergl. p. 661—663).

Der Jura von Arakani.

Die Juraaufschlüsse von Arakani sind mir nicht aus eigener Erfahrung bekannt. Ich besitze von hier nur ein schön erhaltenes, auf Taf. XXIX Fig. 3 und 3 a abgebildetes *Cardioceras excavatum* Sow., das mir nach der Rückkehr nach Deutschland von meinem Dragoman, der die Reise durch Daghestan mitmachte, mit dieser Fundortsangabe übersandt wurde.

Arakani liegt der Karte nach etwas unterhalb des Zusammenflusses der schon vorher vereinigten beiden östlichen Koissuflüsse (Kara-Koissu und Kasikumuch-Koissu) und des avarischen Koissu, also bereits außerhalb des geschlossenen daghestanischen Juragebietes. Das Gestein des betreffenden *Cardioceras excavatum* ist auch total verschieden — es handelt sich um ein gelbes, kalkig-sandiges Gestein, d. h. einen sandigen Mergel, mit Eisenoolithkörnern — und ähnelt in gewisser Beziehung den die gelben Oolithe mit *Holcostephanus Lommonossovi* Vischn. begleitenden Gesteine von Rugzinska trabinka bei Gunib. *Cardioceras excavatum* Sow. ist sonst im oberen Oxfordien heimisch, wobei ich nochmals hervorheben möchte, daß die gleichalten Bildungen von Guli im inneren Daghestan eine faziell abweichende Entwicklung aufweisen.

Faunistische Vergleiche.

Das vorliegende *Cardioceras excavatum* Sow. der Oxfordstufe von Arakani ist auch in faunistischer Hinsicht nicht unwichtig und kann wohl unter die wenigen der bisher bekannten Vertreter des nordischen Elements im kaukasischen Oberjuragebiet gezählt werden. Im daghestanischen Tithon finden sich ebenfalls, wie schon früher erwähnt wurde, Angehörige der unteren Wolgastufe vor, so der neuerdings angegebene *Holcostephanus Lommonossovi* Vischniakoff.

In den tieferen Jurastufen des inneren Daghestans herrschte auf Grund der bisher untersuchten Fossilsuiten im wesentlichen eine mitteleuropäisch-mediterrane Mischfauna nach der früher gültigen Neumayr'schen Bezeichnungsweise.

Auch auf Grund meiner neueren Untersuchungen kann ich mit Uhlig[1] übereinstimmen, daß die Zusammengehörigkeit des mediterranen und mitteleuropäischen Gebietes im kaukasischen Bezirke besonders deutlich hervortritt. Die gleiche Erfahrung machte ich in einer weiteren von mir untersuchten Grenzregion, nämlich in Portugal[2], hier allerdings in den tieferen Jurahorizonten.

Uhlig hat daher zweifellos mit Recht die „mitteleuropäische" und „mediterrane Provinz" Neumayr's zu einer höheren Einheit in einem zusammengehörigen tiergeographischen mediterran-kaukasischen Reiche verschmolzen, in dem der mitteleuropäischen Provinz Neumayr's lediglich die Rolle einer neritischen Randzone zufällt, während das boreale Reich mit Recht als gleichwertiger Faktor bestehen bleibt.

Trotz der offenen Meeresverbindung zwischen dem oberen Jurameer Daghestans und den borealen Gewässern waren die faunistischen Wechselbeziehungen mit der borealen Nachbarschaft gering, wie die von mir bestimmten borealen Typen im daghestanischen Meere beweisen. Dieser Umstand könnte nach Pfeffer und Uhlig immerhin auf Klimagegensätze zwischen dem mediterran-kaukasischen Reich einerseits und dem borealen Reich andererseits hindeuten, während innerhalb des mediterran-kaukasischen Reiches selbst klimatische Differenzierungen nicht in Betracht kommen dürften. Andererseits ist aber in Daghestan das Vorkommen der borealen Ammonitentypen von dem der mediterranen Faunenelemente in fazieller Hinsicht ganz verschieden, soweit meine wenigen Stücke in Betracht kommen, so daß also auch die in der Fazies zum Ausdruck gelangenden Unterschiede der damaligen Meeresverhältnisse den Zuzug borealer Typen beeinflußt haben könnten, wie dies weiter unten noch näher ausgeführt werden wird.

Was meine übrige daghestanische Fauna anlangt, so fällt vor allem das Vorwiegen der Ammoniten, sowie die fabelhafte Über-

[1] V. Uhlig, Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. d. geol. Ges. Wien. 1911. 4. p. 329.

[2] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Dies. Jahrb. 1912. I. p. 58.

einstimmung mancher Ammonitengruppen, wie der Stephanoceren und Parkinsonier, mit denen schwäbischer und überhaupt westdeutscher Vorkommen auf, eine Übereinstimmung, die sich bis zur Wiederholung minutiöser Abarten erstreckt, während die Arten fast vollzählig wiederkehren.

Die betreffenden Stephanoceren der *Humphriesianum*-Zone können aber heute nicht mehr als mitteleuropäische Typen im Neumayr'schen Sinne angesprochen werden, denn ich habe inzwischen die meisten der daghestanisch-schwäbischen Stephanoceren auch in Epirus, also in zweifellos mediterranem Gebiet wiedergefunden. Zusammen mit den Stephanoceren tritt ferner in Epirus, wie in Daghestan, eine neue Varietät des *Phylloceras Zignoi*, *Ph. Zignoi* var. *Nausikaae* Renz auf. Meine Funde in Epirus berechtigen zu der Hoffnung, daß in Zukunft auch noch weitere sogen. mitteleuropäische Ammonitengruppen im Mediterrangebiet gefunden werden und sprechen ferner für die Richtigkeit der Uhlig'schen Zusammenfassung der mediterranen und mitteleuropäischen Provinzen.

Meine Sonninien sind, wie *Sonninia Schlumbergeri*, bisher noch im Dogger von Nancy ermittelt, die neue *S. Helenae* Renz schließt sich eng an englische Typen an, ebenso wie die neue *Parkinsonia Schamyli* Renz lediglich eine Zwischenform zwischen *P. ferruginea* und *P. Württembergica* Oppel darstellt.

Irgendwelche spezifische Lokalarten oder Gruppen endemischer Formen sind bisher aus dem daghestanischen Jura überhaupt nicht bekannt.

P. doneziana Bor. und zahlreiche andere Arten verbinden die daghestanische Tierwelt des Jura mit den entsprechenden Faunen des Donjetz. Interessant sind ferner die Hinweise auf den Jura Syriens (Hermon) durch *Hecticoceras Socini* Noetling und *H. Schuhmacheri* Noetling, während der nur einzeln vorliegende *Perisphinctes (Aulacosphinctes) Torquatus* Sow. var. *infundibula* Uhl. dem indischen und daghestanischen Oberjura gemeinsam ist.

Bei der verhältnismäßigen Nähe des indischen Reiches sollte man eigentlich auch Typen, die den Übergang zu der indischen Entwicklung vermitteln, in größerer Zahl erwarten. Die Gruppe der Aulacosphincten ist besonders im himalayischen und südandinen Jura heimisch. Neuerdings wurde auch von Boden ein *Aulacosphinctes (A. windauensis)* aus dem littauischen Oxfordien be-

schrieben, der meinem Daghestaner Stück und auch den indischen Formen Uhlig's sehr nahesteht.

Den zahlreichen neuen *Aulacosphinctes*-Arten Uhlig's aus dem indischen Oberjura (Spiti shales) liegt zudem eine außerordentlich enge Artfassung zugrunde und es erscheint mir hier die Zusammenziehung dieser vielen selbständigen Spezies zu einigen wenigen Stammformen naturgemäßer zu sein.

Bemerkenswert sind ferner die zahlreichen Ammonitenarten, die die daghestanische Tierwelt des Jura mit den jeweils äquivalenten Jurafaunen Siziliens (Macrocephalenschichten, *Acanthicus*-Schichten) verbinden. Es seien hier u. a. folgende Typen angeführt:

Nebrodites Agrigentinus Gemm.
— *Sartoriusi* Gemm.
— *peltoideus* Gemm.
— *Cafisii* Gemm.
Rhacophyllites Loryi Munier-Chalmas
Phylloceras Kunthi Neum.
— *disputabile* Zittel
— *euphyllum* Neum.
— *mediterraneum* Neum.
Lytoceras polyanchomenum Gemm.,

ein naher Verwandter des *Lytoceras Adeloides*, der zuerst aus den Macrocephalenschichten Siziliens bekannt wurde und in Daghestan eine große Verbreitung erreicht.

Die jetzt auch in Daghestan nachgewiesenen beiden *Idoceras*-Arten, *Idoceras neogaeum* Burckh. und *I.* aff. *Soteloi* Burckh., wurden vor kurzem erst aus dem Kimmeridgien Mexikos beschrieben; sie kommen auch in Mexiko zusammen mit *Nebrodites Agrigentinus* Gemm. etc. vor.

Die Gruppe *Idoceras* wird im daghestanischen Jura noch durch weitere, auch von Westeuropa bekannte Arten vertreten.

Alles in allem findet daher die geographische Lage des daghestanischen Jurameeres auch in der faunistischen Stellung seiner Bewohner ihren klaren Ausdruck.

Die hier zitierte Ammonitenfauna ist, wie schon bemerkt, nach der Neumayr'schen Bezeichnungsweise im allgemeinen mitteleuropäisch, wird aber von zahlreichen mediterranen Faunenelementen durchsetzt. Der mediterrane Charakter tritt im Oxfordien und Kimmeridgien des inneren Daghestans stärker hervor, als im Dogger; ich erinnere hierbei nur an die Kimmeridgefauna von Guli, deren Angehörige besonders auch in Sizilien wiederkehren.

Was das prozentuale Zahlenverhältnis der einzelnen Individuen von *Phylloceras* und *Lytoceras* zu den übrigen Ammoneengenera

anlangt, so halten sich in meinen Aufsammlungen von Daghestan die Phylloceren-Lytoceren einerseits und die übrigen Ammonitengattungen andererseits ungefähr die Wage. Nach der Anzahl der Spezies beurteilt würden die Phylloceren und Lytoceren dagegen in die Minderheit geraten.

Im Gegensatz hierzu repräsentiert der einzige tithonische Ammonit Daghestans, *Holcostephanus Lommonossovi* Vischn., das boreale Element.

Holcostephanus Lommonossovi Vischn. tritt in einem gelben oolithisch-kalkigen Gestein der oberen, in erster Linie das Tithon repräsentierenden Kalketage auf. In einem faziell sehr ähnlichen Gestein erscheinen in der nördlichen Außenzone (Arakani) die borealen Typen des Oxfordiens (*Cardioceras excavatum* Sow.), während die mediterranen Ammonitenformen des Kimmeridgiens und Oxfordiens im inneren Daghestan in dem dunklen Schieferkomplex auftreten.

Es ist bezeichnend, daß die Gesteine der von Neumayr und Uhlig aus dem kaukasischen Gebiete angegebenen nordischen Ammonitentypen (der Genera *Cardioceras*, *Cadoceras*, *Proplanulites*, *Quenstedtoceras*) genau denselben Charakter tragen, wie das meine borealen Arten einschließende Gestein.

Dieser Umstand würde gleichfalls dafür sprechen, daß in erster Linie die in der Fazies zum Ausdruck kommenden Unterschiede der damaligen Meeresverhältnisse und nicht klimatische Differenzierungen das Vordringen der borealen Typen beeinflußt haben.

Allerdings kommt eine noch unsichere *Aucella* (*A. Sjoegreni* Uhlig) vereinzelt auch im Dogger des inneren Daghestans vor. Die generische Stellung der betreffenden Art steht aber, wie gesagt, noch nicht genau fest[1].

Die Jurafazies des inneren Daghestans zeigt die ausgesprochen neritisch-mitteleuropäische Entwicklung. Es sind Ablagerungen der seichten, neritischen nördlichen Randzone des Tethysoceans.

Der Charakter der Flachsee-Ablagerungen tritt nicht allein in der lithologischen Beschaffenheit der Gesteine, sondern auch durch Einschlüsse von Holzfragmenten in den Schiefern und Sandsteinen des daghestanischen Jura in Erscheinung. Das Zusammenliegen solcher Treibhölzer mit Phylloceren- und anderen

[1] Auch meine wenigen Exemplare sind ungünstig erhalten.

Ammonitenschalen spricht dafür, daß es sich bei den Ammoniten vielfach auch um verfrachtete, leere Gehäuse gehandelt haben muß, die vermutlich aus dem tieferen südlichen Meere stammen, wodurch sich vielleicht auch gerade hier der relativ stärkere Einschlag sogen. mediterraner Typen erklärt.

Durch die fortschreitende Untersuchung verschwinden aber die spezifisch mediterranen und mitteleuropäischen Typen überhaupt immer mehr. So habe ich, wie schon erwähnt, z. B. erst vor einiger Zeit den größeren Teil der aus Daghestan angegebenen Stephanocerenfauna der *Humphriesianum*-Zone auch in Epirus, also im zweifellosen Mediterrangebiet, wiedergefunden.

Stratigraphische Zusammenfassung.

Die bisherigen Untersuchungen haben ergeben, daß in den Gebirgen von Daghestan der gesamte Jura zur Ablagerung gelangt ist. In fazieller Hinsicht zerfällt der Jura in zwei verschiedene Glieder. Einem kleineren, massig-kalkigen, oberen Teil steht eine mächtige, schieferig-sandige, tiefere Schichtenfolge gegenüber.

Das von mir untersuchte Gebiet hat vorzugsweise Ammonitenfaunen geliefert. Nicht alle Zonen des Jura sind in gleicher Weise fossilreich ausgestattet, doch ist bei der Konkordanz der Schichtenfolge als sicher anzunehmen, daß hier die Juraentwicklung lückenlos durchging.

Besonders wichtig sind die fossilreichen Aufschlüsse der Schichtenfolge bei Guli. Hier sind namentlich die Horizonte des Doggers, sowie des Oxfordiens und unteren Kimmeridgiens paläontologisch wohl begründet.

Besonderes Interesse verdient unter den Faunen des Doggers die Gruppe der Stephanoceren und Parkinsonier; diese Gruppen kopieren die entsprechende schwäbische Tierwelt bis in alle Einzelheiten. Die Kellowaystufe ist zwar bei Guli paläontologisch noch nicht einwandfrei festgestellt, obwohl auch Kelloway-Äquivalente in der konkordanten Schichtenfolge von Guli enthalten sein müssen.

An anderen daghestanischen Fundorten ist hingegen wiederum das Callovien fossilreich entwickelt und durch typische Vertreter ausgezeichnet.

Das untere Kimmeridgien wird vor allem durch mehrere Arten der in den äquivalenten Bildungen Siziliens häufigen Gattung

Nebrodites Burckhardt, sowie durch einige Angehörige der Gruppe *Idoceras* Burckh. gekennzeichnet.

Der Lias ist bei Guli selbst nicht mehr entblößt, wird aber im Streichen der Schichtenfolge von Guli, im oberen Tschirachtschai-Tal, in dem der Dogger genau so, wie bei Guli entwickelt ist, aufgeschlossen.

Die einzelnen Liashorizonte sind allerdings noch lückenhaft nachgewiesen, wenn auch der Oberlias in seiner Gesamtheit vorhanden sein muß.

Wenig bekannt sind noch die Horizonte des mittleren und unteren Lias, obwohl dem stratigraphischen Umfang der Schichtenfolge nach auch diese Stufen in dem jurassischen Schieferkomplex enthalten sein dürften.

Nach Abich gehen die jurassischen Schiefer und Sandsteine in die phyllitischen Schiefer und Quarzite des Hauptkammes über. Die Letzteren werden von Abich ebenfalls noch für Jura gehalten, während sie nach Favre und Sjögren dem Paläozoicum angehören.

Nach Bogdanowitsch ruhen die Gesteine der Hauptwasserscheide auf der unteren Abteilung des Schachdagh-Systems und wären somit Dogger.

Ich habe die Schiefer des Hauptkammes nicht kennen gelernt, es wäre aber doch schließlich naheliegend, die Schiefer des Hauptkammes wenigstens teilweise als triadisch zu betrachten, natürlich immer vorausgesetzt, daß auch tatsächlich ein Übergang stattfindet.

Nach der bisher beobachteten Tektonik, wonach nach dem Hauptkamm zu immer ältere Schiefergesteine zum Vorschein kommen und in entgegengesetzter Richtung Kreide und Tertiär weitere Außengürtel bilden, wäre immerhin auch ein triadisches Alter der Schiefer des Hauptkammes in Erwägung zu ziehen. Jedenfalls habe ich auch bei meinen Untersuchungen feststellen können, daß die schwarzen Schiefer des Oberlias in die stark glimmerhaltigen Schiefer des Mittellias übergehen.

Das obere, massig-kalkige, bisweilen auch oolithisch oder dolomitisch ausgebildete Glied der jurassischen Schichtenfolge dürfte im wesentlichen das Tithon umfassen, wenn auch da und dort diese Fazies noch tiefer reichen kann. Der fazielle Übergang nach

C. Renz phot.

Durchbruch des Kara-Koissu durch Kalke des oberen Jura
bei der Georgenbrücke nördlich Gunib.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

C. Renz phot.

Guli im Tale des Kokmatschai.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Carl Renz: Zur Geologie des östlichen Kaukasus.

1.

1 a.

2.

2 a.

3

4.

2 b.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

1.

2.

3a.

3.

4.

5.

6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

der Tiefe zu ist meist ein allmählicher. Unter den Ammoniten dieser kalkigen Tithonentwicklung ist besonders ein von mir aus den gelben Oolithen von Gunib nachgewiesener *Holcostephanus Lommonossovi* Vischniakoff bemerkenswert. Es ist dies eine typische Art der unteren Wolgastufe (unteres Tithon), die zugleich das nordische Element in die Tithonfaunen Daghestans hineinträgt.

Tafel-Erklärungen.

Tafel XXVII.

Fig. 1, 1a. *Stephanoceras subcoronatum* Oppel von Guli.
„ 2, 3. *Harpoceras (Ludwigia) cornu* Buckman von Tschirach (2 Werst westlich). Fig. 2 stellt den Abdruck der Art in einer Tonknolle dar.
„ 4. *Lytoceras polyanchomenum* Gemmellaro von Tschoch (westlich).
„ 5. *Rhacophyllites Loryi* Munier-Chalmas. Zwischen Guli und Aschti (5 Werst hinter Guli).
„ 6, 6a. *Sonninia Schlumbergeri* Haug von Guli.
„ 7. *Hecticoceras Socini* Noetling. Westhang des Kokmatschai-Tales zwischen Schira und Sumbatul.
„ 8. *Hecticoceras Schumacheri* Noetling. Westhang des Kokmatschai-Tales zwischen Schira und Sumbatul.
„ 9. *Harpoceras (Lioceras) opalinum* Rein. var. *compta* Rein. von Guli.

Tafel XXVIII.

Fig. 1 u. 1a. *Sphaeroceras Sauzei* d'Orb. von Guli.
„ 2, 2a u. 2b. *Sonninia Helenae* Renz von Guli.
„ 3. *Parkinsonia radiata* Renz von Guli.
„ 4. *Stephanoceras pyritosum* Quenst. von Guli.

Tafel XXIX.

Fig. 1. *Stephanoceras Braikenridgii* Sow. von Guli.
„ 2. *Parkinsonia ferruginea* Oppel von Tschoch.
„ 3 u. 3a. *Cardioceras excavatum* Sow. von Arakani.
„ 4. *Parkinsonia Schloenbachi* Schlippe von Tschoch.
„ 5. *Perisphinctes Navillei* Favre von Guli.
„ 6. *Stephanoceras crassicostatum* Quenst. von Guli.

Sämtliche in natürlicher Größe gezeichnete oder photographisch reproduzierte Originale stammen aus dem Jura von Daghestan und liegen in der Privatsammlung des Verfassers.

Über Topaskristalle von Minas Novas.

Von

D. Fenner.

Mit 49 Textfiguren.

Die in dieser Arbeit untersuchten Topaskristalle stammen aus dem Bezirk von Minas Novas im brasilianischen Staate Minas Geraës. Die Topase finden sich hier auf Hohlräumen von Pegmatitgängen, die Glimmerschiefer durchsetzen, als farblose oder seltener blaue Kristalle. Die hier untersuchten 20 Individuen gehören sämtlich der farblosen Varietät an. Das Material gehört zum geringeren Teil (Kristall No. 2, 8, 16, 17, 18, 19, 20) der Sammlung des mineralogischen Instituts zu Bonn. Alle übrigen Kristalle sind aus der Sammlung des mineralogischen Instituts in Marburg. Die Messungen wurden mit dem Fuess'schen Goniometer No. 2 ausgeführt.

Literatur.

Topase von Minas Novas sind in neuerer Zeit bereits von V. Goldschmidt und Mitarbeitern beschrieben worden:

V. Goldschmidt: Topaszwillinge aus Brasilien. (Zeitschr. f. Krist. 1910. **47**. 639.)

V. Goldschmidt und F. Sauer: Neue Flächen am Topas. (Zeitschr. f. Krist. 1910. **47**. 645.)

V. Goldschmidt und V. Rosicky: Über Topas von Minas Geraës. (Verh. d. Naturhist. Ver. zu Heidelberg. 1912. **12**. 249.)

In den beiden ersten Abhandlungen wird bemerkt, daß der Fundort Minas Novas nicht sicher sei, in der letzteren wird der Fundort nicht genauer angegeben. Es ist jedoch wegen der habituellen Übereinstimmung der von obigen Verfassern ge-

messenen Topase mit den von mir untersuchten Kristallen wohl anzunehmen, daß jene ebenfalls aus Minas Novas stammen. Nach brieflichen Mitteilungen von E. Hussack an M. Bauer kommen die farblosen und blauen Topase fast ausschließlich aus dem Bezirk Minas Novas im Staat Minas Geraës[1]. Die dritte Abhandlung erschien, als die in der vorliegenden Arbeit angestellten Untersuchungen abgeschlossen waren. Die hier mitgeteilten Beobachtungen sind daher unabhängig von jenen. Inwieweit die Untersuchungen der älteren Mineralogen (Haüy, Lévy u. a.) sich auf Kristalle von Minas Novas erstrecken, läßt sich nicht feststellen, da bei ihnen ein genauerer Fundort nicht angegeben ist.

V. Goldschmidt und V. Rosicky beobachteten die folgenden 28 Formen:

b (010), c (001).
N (210), M (110), m (230), l (120), π (250), g (130), n (140).
f (011), W: (043), y (021), w (041), w*: (061), h (103), d (101).
ε (114), i (113), u (112), a: (223), o*: (445), o (111), x (123), v (122),
r (121), ψ (132), ι (131), α (152).

Von diesen Formen sind w*: (061) und o*: (445) neu.

Kristallographische Verhältnisse der hier beschriebenen Topase.

Es sei zuvor bemerkt, daß die für den Topas neuen Formen mit *, die unsicheren mit † bezeichnet wurden. Für die Signatur schloß ich mich V. Goldschmidt an. Die sämtlichen Formen werden zweckmäßig in die folgenden drei Gruppen eingeteilt:

Grundflächen, die im wesentlichen die Begrenzung der Topase von Minas Novas ausmachen. Diese sind: die Basis c (001), die beiden Prismen M (110) und l (120), die beiden Brachydomen f (011) und y (021), die drei Pyramiden der Hauptreihe i (113), u (112) und o (111).

Begleitflächen, die bei den meisten Kristallen als kleine oder schmale Flächen auftreten. Nur selten sind sie von größerer Ausdehnung. Es sind: b (010), m (230), π (250), g (130), n (140), d (101), x (123), v (122).

Seltenere Flächen, die nur in Einzelfällen beobachtet wurden.

[1] Vergl. M. Bauer, Edelsteinkunde. II. Aufl. 1909, p. 415.

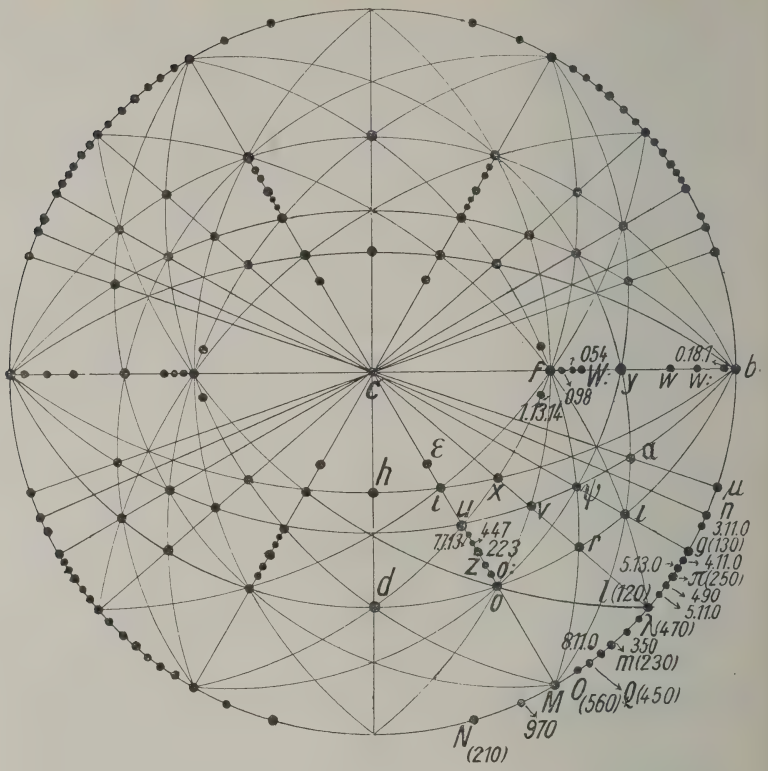


Fig. a.

Als sicher sind im ganzen die folgenden 63 Formen anzusehen:

b (010), c (001).

N (210), *(970), M (110), *(17.18.0), *(15.16.0), *(10.11.0), *(670), O (560), Q (450), *(790), ℜ (10.13.0), *(13.17.0), ℜ (8.11.0), m (230), T (580), *(8.13.0), *(350), λ (470), *(6.11.0).

l (120), *(7.15.0), *(6.13.0), u (5.11.0), *(490), *(370), *(5.12.0), π (250), *(5.13.0), (4.11.0), *(6.17.0), g (130), *(3.11.0), n (140), μ (150).

f (011), *(098), *(0.11.9), *(054), W: (043), y (021), w (041), w: (061), *(0.18.1), h (103), d (101).

ε (114), i (113), u (112), *(7.7.13), *(447), a: (223), Z (334), o: (445), o (111), x (123), v (122), r (121).

ψ (132), ι (131), a (152), *(1.13.14).

Die sicheren Formen sind dargestellt in der stereographischen Projektion Fig. a. Es fehlen darin einige Prismen, die infolge ihrer großen Zahl nicht sämtlich eingezeichnet werden konnten.

Zu den obigen sicheren Formen kommen noch die folgenden 29 unsicheren, die deswegen als unsicher bezeichnet werden, weil infolge ungünstiger Reflexe eine genauere Bestimmung nicht möglich war, oder weil sie eine Folge von Wachstumstörungen zu sein schienen:

*†(28.29.0), *†(17.19.0), *†(890), *†(780), *†(17.21.0), *†(11.15.0), *†(12.19.0), *†(11.18.0), *†(10.17.0), *†(12.29.0), *†(8.21.0), *†(5.14.0), *†(380), *†(5.16.0), *†(4.13.0), *†(3.10.0), *†(5.17.0), *†(270), *†(7.25.0), *†(3.14.0), *†(2.11.0), *†(0.12.11), *†(0.10.9), *†(0.17.14), †k (032), *†(0.17.4).
*†(5.10.11), *†(4.16.15), *†(18.33.26).

Von den 63 sicheren Formen gehören 35 der Prismenzone an, also etwas mehr als die Hälfte. Von den 29 unsicheren Formen liegen 21 in der Prismenzone, infolgedessen dürfte es berechtigt sein, die Prismen und Kopfflächen für sich gesondert zu betrachten. Die Winkel wurden berechnet aus dem von mir bestimmten p. 716 erläuterten Achsenverhältnis. Die Messung der Kanten erfolgte bei hinreichender Übereinstimmung der Messungen dreimal. Da, wo es auf größere Genauigkeit ankam, wie bei der Bestimmung des Achsenverhältnisses, wurde die Anzahl der Messungen vermehrt. Die Grenzen beziehen sich auf die sämtlichen gemessenen Kanten, nicht auf denselben Winkel.

I. Prismen.

Grundflächen.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. d. gem. Kant.
M:M = (110):(1$\bar{1}$0) =	55° 43′ 3″	55° 43′ 0″	a–b	55° 42′ 5″ —55° 43′ 56″	20
M: b = (110):(010) =	62 8 24	62 8 30	a–b	62 7 0 —62 8 47	28
l:M = (120):(110) =	18 43 55	18 43 52	a–b	18 43 12 —18 44 38	40
l: b = (120):(010) =	43 24 35	43 24 38	a–b	43 24 9 —43 24 56	12

Begleitflächen.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. d. gem. Kant.
m:M = (230):(110) =	10° 33′ 8″	10° 32′ 57″	b	10° 29′ 12″—10° 42′ 10″	27
π:M = (250):(110) =	25 1 43	25 1 23	b	24 53 40 —25 5 30	30
g:M = (130):(110) =	29 52 39	29 54 13	b	29 48 32 —29 55 6	62
n:M = (140):(110) =	36 48 14	36 49 39	b	36 43 48 —36 52 17	18

Seltenere Flächen.

Prismen zwischen a (100) und M (110).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
N:M = (210):(110) =	13° 3′ 18″	13° 3′ 33″	c	13° 1′ 54″—13° 4′ 45″	3	1, 9, 16
*(970):(110) =	5 33 7	5 30 40	c	— —	1	16

Prismen zwischen M (110) und m (230).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*(17.18.0):(110) =	1° 22′ 15″	1° 22′ 28″	c	— —	1	8
*(15.16.0):(110) =	1 33 45	1 33 18	c	— —	1	7
*(10.11.0):(110) =	2 22 40	2 18 55	c	— —	1	19
*(670) :(110) =	3 54 30	3 48 4	c	— —	1	16
O:M = (560) :(110) =	4 27 34	4 31 23	c	4° 25′ 34″— 4° 29′ 5″	5	1, 3, 4, 8
Q:M = (450) :(110) =	5 30 7	5 35 38	c-d	5 28 5 — 5 36 0	4	1, 3, 5, 13
*(790) :(110) =	6 17 40	6 20 23	c	— —	1	12
ℜ:M = (10.13.0):(110) =	6 36 10	6 38 6	c	— —	1	20
*(13.17.0):(110) =	6 48 56	6 47 37	c	— —	1	18
ℵ:M = (8.11.0) :(110) =	8 9 55	8 8 56	c	8 4 0 — 8 13 40	3	15, 19

Prismen zwischen m (230) und l (120).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
T:M = (580) :(110) =	12° 29′ 45″	12° 21′ 43″	c	— —	1	16
*(8.13.0):(110) =	12 51 27	12 48 0	b-c	12° 50′ 40″—12° 53′ 0″	2	18, 19
*(350) :(110) =	13 28 25	13 31 7	b	13 24 45 —13 30 30	3	6, 17, 19
λ:M = (470) :(110) =	14 53 49	14 54 52	c	14 51 45 —14 58 45	4	1, 6, 11, 15
*(6.11.0):(110) =	16 11 56	16 14 23	c	16 9 55 —16 15 52	3	16, 18, 19

Prismen zwischen l (120) und π (250).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*(7.15.0):(110) =	20° 49′ 50″	20° 42′ 58″	c	— —	1	6
*(6.13.0):(110) =	20 59 30	21 0 48	c	— —	1	8
u:M = (5.11.0):(110) =	21 23 41	21 26 46	c	21° 18′ 0″ —21° 28′ 35″	4	10, 15, 19, 2
*(490) :(110) =	22 5 27	22 4 53	c	21 59 55 —22 8 20	5	6, 8, 9, 10, 1
*(370) :(110) =	23 3 58	23 4 18	c	22 59 40 —23 8 20	4	9, 12, 13, 1
*(5.12.0):(110) =	23 52 56	23 53 50	b-c	23 50 15 —23 54 20	4	1, 11, 17, 1

Prismen zwischen π (250) und g (130).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*(5.13.0):(110) =	26° 4′ 28″	26° 5′ 54″	c	26° 0′ 20″—26° 15′ 23″	3	13, 19, 2
(4.11.0):(110) =	27 35 21	27 36 48	c	27 13 30 —27 47 25	26	an viel. Kris
*(6.17.0):(110) =	28 23 5	28 24 30	c	— —	1	17

Prismen zwischen g (130) und n (140).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*(3.11.0):(110) =	34°49′42″	34°50′54″	c	34°44′25″—34°54′15″	4	10,14,18,19

Prismen zwischen n (140) und b (010).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
μ:M = (150):(110) =	41°19′55″	41°24′51″	b	— —	1	14

Unsichere Prismen.

Prismen zwischen M (110) und m (230).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(28.29.0):(110) =	0°49′45″	0°50′20″	b	— —	1	7
*†(17.19.0):(110) =	2 43 10	2 39 17	c	— —	1	7
*†(890) :(110) =	2 50 30	2 51 40	c	— —	1	20
*†(780) :(110) =	3 23 38	3 16 28	appr.	— —	1	1
*†(17.21.0):(110) =	5 18 4	5 16 57	d	— —	1	3
*†(11.15.0):(110) =	7 51 30	7 55 15	d	— —	1	6

Prismen zwischen m (230) und l (120).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(12.19.0):(110) =	12°2′55″	12°3′57″	d	— —	1	6
*†(11.18.0):(110) =	12 59 45	12 59 53	c	— —	1	1
*†(10.17.0):(110) =	14 3 45	14 4 54	d	— —	1	13

Prismen zwischen l (120) und π (250).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(12.29.0):(110) =	24°3′30″	24°5′4″	d	— —	1	13

Prismen zwischen (250) und g (130).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(8.21.0):(110) =	26°27′13″	26°21′32″	d	26°25′25″—26°29′0″	2	6,13
*†(380) :(110) =	26 57 15	26 47 10	appr.	— —	1	1
*†(5.14.0):(110) =	28 14 20	28 5 39	d	— —	1	13

Prismen zwischen g (130) und n (140).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(5.16.0):(110) =	31°30′50″	31°32′52″	c	31°30′30″—31°31′10″	2	11,14
*†(4.13.0):(110) =	31 52 53	31 56 7	c–d	31 52 30 —31 53 9	2	1,15
*†(3.10.0):(110) =	32 37 3	32 33 45	c–d	32 29 30 —32 40 50	2	1,14
*†(5.17.0):(110) =	33 0 8	33 2 50	d	32 58 20 —33 1 55	2	1,11
*†(270) :(110) =	34 14 27	34 14 15	d	— —	1	12

Prismen zwischen n (140) und b (010).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(3 . 14 . 0) : (110) =	40° 3′ 15″	40° 4′ 22″	d	—	—	1	13
*†(2 . 11 . 0) : (110) =	43 25 15	43 9 30	c	—	—	1	10

Zu der Berechnung des Mittelwertes der oben angeführten Winkel der Grundflächen wurden nur solche Winkel benutzt, bei denen die Reflexe einheitlich (a)[1] oder nahezu einheitlich (b)[1] waren. Infolgedessen waren die Grenzen sehr eng und die Übereinstimmung der gemessenen und berechneten Winkel vorzüglich. Bei den Winkeln der Begleitflächen mußten auch solche zu der Berechnung des Mittelwertes mit herangezogen werden, deren Reflexe schwach verbreitert oder nicht ganz einheitlich waren (c)[1]. Die Grenzen sind bei ihnen weiter, die gemessenen und berechneten Winkel stimmen zwar auch hier noch gut, aber nicht mehr so vorzüglich wie bei den Grundflächen miteinander überein. Solche Flächen, deren Reflexe stärkere Unregelmäßigkeiten zeigten (d)[1], wurden nie zu den sicheren Formen gerechnet. Von Schimmermessungen und approximativen Bestimmungen (approx.)[1] wurde nur in besonderen Fällen Gebrauch gemacht. Auf diese Weise neue Flächen zu bestimmen, halte ich in Übereinstimmung mit V. Goldschmidt für unzulässig.

Zum Vergleich seien hier noch die vorher überhaupt am Topas beobachteten Formen der Prismenzone zusammengestellt: (610) Koksch. Sohn, ζ (410) Bücking, N (210) Des Cloizeaux, M (110) Haüy, m (50 . 53 .0), n (25 . 28 .0), O (560), Q (450) Grünhut, ℜ (10 . 13 . 0) Feist, R (340) Grünhut, ℜ (8 . 11 . 0) Feist, t (7 . 10 . 0), o (25 . 26 . 0) Grünhut, m (230) Haüy, T (580), p (25 . 41 . 0), q (25 . 43 . 0) Grünhut, λ (470) Groth, r (7 . 13 . 0) Bertrand, L (8 . 15 . 0) Groth, f (25 . 29 . 0) Grünhut, l (120) Haüy, u (5 . 11 . 0) Bertrand, π (250) Koksch., (4 . 11 . 0) Matthew, g (130) Haüy, n (140) Rose, (290) Souheur, μ (150) Breithaupt, b (4 . 21 . 0), U (160) Grünhut.

Die von Grünhut eingeführten Formen sieht V. Goldschmidt[2] sämtlich als unsicher an, außer O (560) und R (340). Das Vor-

[1] In der unten folgenden Beschreibung der Einzelkristalle ist die Güte der beobachteten Signale in diesem Sinne mit a, b, c, d, approx. bezeichnet.

[2] Index d. Kristallformen. 1891. **3**. 228.

walten der Zahl 25 ist scheinbar hervorgerufen durch die Art der Abrundung. Q (450) wurde viermal an den von mir untersuchten Kristallen beobachtet.

u (5 . 11 . 0) von Bertrand gegen M (110) gemessen: 21° 9′—21° 12′ ber. 21° 27′. Der gemessene Winkel entspricht eher den Indizes (6 . 13 . 0), ber. gegen M (110) = 21° 0′ 48″.

(4 . 11 . 0) von Matthew, gegen M (110) gemessen 27° 54′ 40″ und 27° 58′ 40″, ber. 27° 36′ 20″. Dem gemessenen Winkel entsprechen besser die Indizes (5 . 14 . 0), ber. 28° 5′ 39″.

(7 . 13 . 0) wurde von Bertrand mehrfach zwischen den Grenzen 16° 11′ 0″ und 16° 30′ 0″ [Winkel gegen M (110)] beobachtet. 16° 11′ 0″ entspricht ziemlich genau den Indizes (6 . 11 . 0), ber. 16° 14′ 23″. Letztere Form wurde an den von mir untersuchten Kristallen dreimal beobachtet.

(290) wird von Souheur als „schmal und rauh“ charakterisiert und infolgedessen von K. Busz als unsicher angesehen (dies. Jahrb. 1893. I. p. 246).

Die von mir beobachteten neuen Formen der Prismenzone treten meist auf als schmale Abstumpfungen der Kanten der Grund- und Begleitflächen. Nur in einzelnen Fällen sind sie von größerer Ausdehnung, was bei Beschreibung der einzelnen Kristalle hervorgehoben ist. Die Nummer des Kristalls, an dem eine Fläche beobachtet wurde, ist in der obigen Winkeltabelle den selteneren Flächen zugefügt.

II. Kopfflächen.

Grundflächen.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.
f : b = (011) : (010) =	46° 22′ 22″	46° 22′ 17″	a b	46° 20′ 45″—46° 24′ 27″	32
Nach Kokscharow:	46 21 0				
y : b = (021) : (010) =	27° 40′ 42″	27° 40′ 45″	a–b	27° 38′ 56″—27° 42′ 55″	34
Nach Kokscharow:	27 39 37				
i : M = (113) : (110) =	55° 47′ 22″	55° 47′ 4″	b	55° 42′ 23″—55° 51′ 33″	59
Nach Kokscharow:	55 45 53				
u : M = (112) : (110) =	44° 25′ 43″	44° 26′ 0″	b	44° 22′ 40″ – 44° 28′ 25″	57
Nach Kokscharow:	44 24 43				
o : M = (111) : (110) =	26° 7′ 5″	26° 6′ 53″	b	26° 1′ 11″—26° 13′ 32″	63
Nach Kokscharow:	26 5 51				

Begleitflächen.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.
x : l = (123) : (120) =	48° 49′ 38″	48° 49′ 14″	b	48° 45′ 30″—48° 54′ 15″	22
	Nach Kokscharow: 48 48 33				
v : l = (122) : (120) =	37° 18′ 40″	37° 18′ 36″	b	37° 12′ 42″—37° 20′ 34″	15
	Nach Kokscharow: 37 17 58				
d : a = (101) : (100) =	29° 1′ 4″	29° 0′ 26″	b	28° 59′ 30″—29° 4′ 35″	3
	Nach Kokscharow: 28 59 20				

Seltenere Flächen.

Brachydomen.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*(098) : (010) =	42° 58′ 30″	42° 59′ 58″	b	— —	1	8
*(0 . 11 . 9) : (010) =	40 38 25	40 38 26	b	— —	1	11
*(054) : (010) =	40 0 50	40 0 19	c	— —	1	14
W^{1} : b = (043) : (010) =	38 12 31	38 11 44	b	38° 8′ 37″—38° 18′ 17″	10	3, 6, 8, 9, 10, 17, 18, 19
w : b = (041) : (010) =	14 26 40	14 41 43	appr.	— —	1	6
w^{3} : b = (061) : (010) =	9 47 54	9 55 3	b–c	9 42 50 —9 52 23	4	6, 18, 19a
*(0 . 18 . 1) : (010) =	3 16 13	3 20 8	b–c	3 15 30 —3 16 35	2	18, 19a

Makrodomen.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
h : a = (103) : (100) =	58° 57′ 21″	58° 59′ 13″	b	58° 57′ 0″—58° 57′ 21″	6	1, 6, 9, 14, 15

Pyramiden der Hauptreihe.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
ε : M = (114) : (110) =	62° 52′ 35″	62° 58′ 44″	c	— —	1	20
*(7 . 7 . 13) : (110) =	42 13 50	42 18 50	c	— —	1	11
*(447) : (110) =	40 46 55	40 37 30	c	— —	1	17
a^{3} : M = (223) : (110) =	36 16 15	36 19 39	c	36° 11′ 51″—36° 21′ 50″	3	17, 18, 19
Z : M = (334) : (110) =	32 57 35	33 10 9	c	— —	1	17
o^{5} : M = (445) : (110) =	31 30 4	31 29 53	a	— —	1	18

Pyramiden der Zone [l (120) : c (001)].

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No
r : l = (121) : (120) =	20° 55′ 21″	20° 51′ 32″	c	20° 51′ 35″—21° 4′ 26″	11	6,17,18,19,2

Pyramiden der Zone [g (130) : c (001)].

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
ψ : g = (132) : (130) =	30° 35′ 49″	30° 36′ 25″	b	30° 26′ 15″—30° 46′ 26″	5	17, 18, 19
ι : g = (131) : (130) =	16 27 40	16 28 38	b	16 25 23 —16 29 3	6	18, 19, 20

Pyramiden der Zone [(150) : c (001)].

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
a : b = (152) : (010) =	29° 27′ 50″	29° 28′ 20″	b	—	—	1	18

Andere Pyramiden.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem Krist.	Krist. No.
*(1 . 13 . 14) : (011) =	6° 1′ 17″	6° 1′ 3″	c	6° 1′ 4″—6° 1′ 29″	5	10, 11

Unsichere Kopfflächen.

Brachydomen.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(0 . 12 . 11) : (010) =	43° 48′ 45″	43° 51′ 29″	c	—	—	1	8
*†(0 . 10 . 9) : (010) =	43 19 45	43 19 58	d	—	—	1	8
*†(0 . 17 . 14) : (010) =	40 49 55	40 48 12	c	—	—	1	8
†k : b = (032) : (010) =	34 25 8	34 56 51	c	34° 16′ 30″	34° 33′ 45″	2	8
*†(0 . 17 . 4) : (010) =	13 49 0	13 51 20	b	—	—	1	19a

Pyramiden der Zone [l (120) : c (001)].

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(5 . 10 . 11) : (120) =	40° 3′ 53″	39° 57′ 9″	c	—	—	1	17

Pyramiden der Zone [n (140) : c (001)].

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(4 . 16 . 15) : (001) =	48° 28′ 20″	48° 23′ 0″	b	—	—	1	18

Andere Pyramiden.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anzahl der gem. Kant.	Krist. No.
*†(18 . 33 . 26) : (010) =	52° 49′ 15″	52° 55′ 11″	appr.	—	—	1	6
*†(18 . 33 . 26) : (001) =	60 4 35	60 6 43	c	—	—		

In der Zone der Brachydomen herrscht bald die Fläche f (011) bald y (021) vor. Bei zwei Kristallen trat an Stelle von f (011) die von V. Goldschmidt zuerst beobachtete Form W: (043) auf. Bei Kristall No. 6 war sie groß und glänzend. Außerdem wurde sie noch achtmal als schmale Abstumpfungsfläche der Kante y (021) : f (011) beobachtet. Da sich an keinem der anderen Fundorte diese Form bisher gefunden hat, scheint sie auf Minas Novas beschränkt zu sein. Hier ist sie eine gewöhnliche Erscheinung. Ausnahmsweise wurde die Kante y (021) : f (011) bei Kristall No. 11 durch *(0 . 11 . 9), bei No. 14 durch *(054), bei No. 8 durch

*(098) abgestumpft. Diese drei Flächen sind neu. Die beiden ersteren waren schmal, letztere etwas breiter. Durch ihren guten Reflex und die vorzügliche Übereinstimmung des gemessenen und berechneten Winkels sind sie gesichert. w (041) trat bei Kristall No. 6 als schmale Fläche auf, sie war in der Richtung der a-Achse gestreift und konnte infolgedessen nur approximativ bestimmt werden. Da sie schon oft beobachtet wurde und auch bei den von V. Goldschmidt untersuchten Kristallen vorkam, so ist wohl hier die Abweichung des gemessenen und berechneten Winkels eine Folge ungenügender Reflexe. w: (061) trat bei Kristall No. 6 und 19 je einmal, bei 18 zweimal auf. Sie findet sich also hier ebenso oft wie bei den von V. Goldschmidt untersuchten Kristallen. Auch sie wurde nur an Topasen von Minas Novas beobachtet. Neu ist die Form (0 . 18 . 1), die an Kristall No. 18 und 19 a je einmal auftrat, und vor allen Dingen bei 19 a vorzüglich ausgebildet war.

In der Zone der Makrodomen wurden ebenso wie bei V. Goldschmidt nur die beiden Formen d (101) und h (103) beobachtet. Beide sind meistens mit Ätzfiguren bedeckt. d (101) zeigte außerdem noch sehr oft eine feine Streifung senkrecht zu der b-Achse, sodaß meistens die Bestimmung der Fläche nur ungenau oder durch den Zonenverband geschehen konnte.

Die Pyramiden der Hauptreihe i (113) und u (112) sind in den meisten Fällen mit Ätzfiguren bedeckt, während sie auf o (111) selten und dann nur klein sind. Außer diesen trat in der Zone der Hauptpyramiden die seltene Fläche ε (114) bei Kristall No. 20 einmal auf. a: (223) und o: (445) wurden zuerst von V. Goldschmidt an Topaskristallen von Minas Novas als schmale Flächen festgestellt. Von mir wurde a: (223) dreimal (Kristall No. 17, 18, 19) und o: (445) einmal als ziemlich breite Fläche mit vorzüglichem Reflex bei Kristall No. 18 beobachtet. Neu für den Topas von Minas Novas sind die drei Formen (7 . 7 . 13), (447) und Z (334). Die beiden ersteren sind neu für den Topas überhaupt. (7 . 7 . 13) tritt als mittelgroße Fläche bei Kristall No. 11 auf. Auf ihren nicht ganz einheitlichen Reflex ist die geringe Abweichung des gemessenen vom berechneten Winkel zurückzuführen. (447) und Z (334) stumpfen bei Kristall No. 17 zusammen mit a: (223) die Kante u (112) : o (111) ab. Die Pyramiden v (122) und r (121) waren bei den von V. Goldschmidt untersuchten Kristallen immer

klein. Bei den von mir untersuchten nahmen sie zuweilen an der Begrenzung des Kristalls wesentlichen Anteil, in den meisten Fällen waren sie jedoch ebenso wie dort klein und stark glänzend. Auch die übrigen Pyramiden ι (131), ψ (132), α (152), traten nur mit kleinen Flächen auf. Neu ist (1 . 13 . 14) in der Zone [f (011) : u (112)]. Diese Form wurde bei Kristall No. 5 dreimal, bei Kristall No. 11 zweimal beobachtet. In einem Fall war sie von mittlerer Größe, sonst klein. Wenn ihre Reflexe auch nicht ganz scharf waren, so ist sie doch durch die Übereinstimmung der verschiedenen Messungen gesichert. In der Zone [u (112) : f (011)] wurde bisher ν (1 . 9 . 10) von Lévy[1] in verschiedenen Kombinationen beobachtet. Da Angaben über gemessene Winkel und Flächenbeschaffenheit fehlen, hält sie V. Goldschmidt für zweifelhaft[2]. Ich nehme an, daß diese Fläche mit (1 . 13 . 14) identisch ist. Der Winkel von ν (1 . 9 . 10) : f (011) beträgt 8° 21′. Er weicht von dem für (1 . 13 . 14) berechneten um 2° 20′ ab. Diese Abweichung wäre bei ungünstigen Reflexen wohl möglich.

Achsenverhältnis.

Für jeden Kristall wurde ein Achsenverhältnis bestimmt, wenn es möglich war, irgendwelche zur Bestimmung desselben geeignete Winkel genau zu messen. Zuweilen ließ sich nur a : b oder b : c genauer ermitteln. Es ergaben sich für die untersuchten Kristalle die folgenden Verhältnisse:

No. 1	a : b : c = 0,52864 : 1 : 0,95334
2	a : b : c = 0,52849 : 1 : 0,95345
3	b : c = 1 : 0,95374
4	b : c = 1 : 0,95360
5	b : c = 1 : 0,95410
6	a : b = 0,52865 : 1
7	nicht geeignet zur Bestimmung
8	a : b : c = 0,52845 : 1 : 0,95374
9	a : b : c = 0,52850 : 1 : 0,95335
10	a : b = 0,52846 : 1
11, 12, 13 . .	nicht geeignet zur Bestimmung
14	b : c = 1 : 0,95302
15	b : c = 1 : 0,95345
16	a : b : c = 0,52848 : 1 : 0,95315
17	a : b : c = 0,52845 : 1 : 0,95352

[1] Description d'une collection de minéraux. 1837. **1**. 277—284.

[2] Zeitschr. f. Krist. 1910. **47**. p. 641.

No. 18 . . . . . a : b : c = 0,52857 : 1 : 0,95288
19 . . . . . nicht geeignet zur Bestimmung
20 . . . . . a : b : c = 0,52856 : 1 : 0,95302

Indem jedes Achsenverhältnis nach der Genauigkeit seiner Bestimmung bewertet wurde, ergab sich der folgende Mittelwert:

a : b : c = 0,52854 : 1 : 0,95338.

Um dies Achsenverhältnis auf seine Genauigkeit zu prüfen, wurde umgekehrt der Mittelwert aus der Gesamtheit der genauen Messungen der Winkel der Grundflächen bestimmt und mit den aus diesem Achsenverhältnis berechneten Winkeln verglichen. Die Winkel der Grundflächen der Prismenzone zeigten eine sehr genaue Übereinstimmung mit den berechneten Werten. Die Winkel der Kopfflächen gegen die Prismen waren durchweg um einige Sekunden zu groß. Deshalb wurde das Verhältnis b : c von neuem bestimmt aus den Mittelwerten aller genauen Winkel der Brachydomen f (001) und y (021) gegen das Brachypinakoïd b (010). Es ergab sich so das Verhältnis

b : c = 1 : 0,95323

das von dem obigen in der vierten Dezimale um 1,5 abweicht. Die hieraus berechneten Winkel der übrigen Kopfflächen stimmen jetzt gut überein. Daher wurde das Achsenverhältnis

a : b : c = 0,52854 : 1 : 0,95323

meinen Berechnungen zugrunde gelegt. Zum Vergleich werden jetzt die bisher aufgestellten Achsenverhältnisse nach Kokscharow's Aufstellung [M = (110) und f = (011)] umgerechnet, angeführt (vergl. p. 717).

Die a-Achse des von mir bestimmten Achsenverhältnisses stimmt mit der von Kokscharow genau, die c-Achse mit der von Groth an Altenberger Kristallen bestimmten nahezu überein. Das von Groth an Kristallen vom Schlaggenwald berechnete Achsenverhältnis ist, wie der Autor selbst bemerkt, aus Winkeln berechnet, bei denen nur eine annähernde Feststellung möglich war. Die beiden von Laspeyres angegebenen Achsenverhältnisse wurden bestimmt an je einem Kristall durch Bedecken der Flächen mit Tusche bis an die zu messende Kante. Dadurch dürfte die starke Abweichung zu erklären sein. Die von Grünhut berechneten Elemente beruhen, wie bereits V. Goldschmidt im Index der Kristallformen 1891. 3. p. 230 bemerkt, auf ungenauen Messungen. Die übrigen Achsenverhältnisse stimmen fast alle in der a-Achse

Mohs	0,5281	: 1 : 0,9492	Grundriß der Mineralogie	1824. **2.** 353	
Lévy	0,528	: 1 : 0,95	Description d'une collection de minéraux	1837. **1.** 260	
Miller	0,5282	: 1 : 0,9493	Mineralogy	1852. — 353	
Kokscharow	0,52854	: 1 : 0,95395	Materialien zur Mineralogie Rußlands	1857. **2.** 198	Ural
Groth	0,5288	: 1 : 0,9533	Zeitschr. deutsch. geol. Gesellschaft	1870. **22.** 395	Altenberg
„	0,5300	: 1 : 0,9497	„ „ „ „	1870. **22.** 407	Schlaggenwald
Dana[1]	0,5285	: 1 : 0,9536	System of Min. Fünfte Aufl.	1873. — 376	
Laspeyres	0,531548	: 1 : 0,951947	Zeitschr. f. Kristallographie	1877. **1.** 351	Schneckenstein
„	0,529988	: 1 : 0,945585	„ „ „	1877. **1.** 351	„
Corsi	0,52858	: 1 : 0,94911	„ „ „	1881. **5.** 605	Elba
Grünhut	0,52812	: 1 : 0,94071	„ „ „	1885. **9.** 143	Ehrenfriedersdorf
„	0,53759	: 1 : 0,92600	„ „ „	1885. **9.** 153	Brasilien
„	0,52650	: 1 : 0,93016	„ „ „	1885. **9.** 155	„
Bücking	0,5291	: 1 : 0,9552	„ „ „	1887. **12.** 426	San Luis Potosi
Alling	0,5285	: 1 : 0,9543	„ „ „	1887. **12.** 637	Thomas Range
Hintze	0,52761	: 1 : 0,95063	„ „ „	1889. **15.** 508	Keins Berge
Tadasu-Hiki	0,528356	: 1 : 0,951174	Journ. Coll. of Sciences	1895. **9.** 5	Mino, Japan
Schumoff-Deleano	0,52893	: 1 : 0,95360	Mineralien aus Tasmanien	1910. — —	Tasmanien
Anderson	0,52894	: 1 : 0,951174	Zeitschr. f. Krist.	1912. **50.** 276	Carpet Snake Creek

[1] In der 6. Auflage (1892) hat Dana das Kokscharow'sche Achsenverhältnis angenommen.

bis auf die dritte Stelle überein. Die c-Achse variiert in der dritten Stelle bereits beträchtlich. Letztere ist 3 bei Kokscharow, Groth (Altenberg), Dana, Schumoff-Deleano und meinen Untersuchungen. Inwieweit der Fluorgehalt des Topases das Achsenverhältnis beeinflußt, bedarf noch genauerer Untersuchungen. Jedenfalls ist sicher, daß der Einfluß nur gering sein kann.

Streifung.

Fast bei allen bisherigen Untersuchungen über Topaskristalle wird erwähnt, daß die Prismenflächen in der Richtung der c-Achse gestreift seien. Nirgends aber ist der Versuch gemacht, diese Streifen genauer zu bestimmen. Die sie begrenzenden Flächen sind meistens schmal, nur in wenigen Fällen waren sie breiter, dann entsprachen ihnen meist niedere Indizes. Diese Streifen waren besonders zahlreich auf den Flächen des Hauptprismas M (110). Waren sie sehr schmal, so war ihr Reflex stark verbreitert und es wurde deshalb von einer Messung abgesehen. Nur da, wo eine genauere Messung möglich war, wurden die Indizes bestimmt. Die die Streifen bedingenden Flächen gehorchen ebenso wie die übrigen Kristallflächen dem Gesetz der rationalen Indizes. Ein prinzipieller Unterschied zwischen diesen und jenen besteht nicht. Doch schien es mir angebracht, die Streifen von den eigentlichen Kristallflächen zu trennen, da nur ein geringer Teil der Streifen die Indizes von solchen hatten. Es folgt hier die Tabelle der berechneten und gemessenen Winkel:

Innerhalb M (110), (sichere).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.	Krist. No.
*(17 . 18 . 0) : (110) =	1°22′ 15″	1°22′ 28″	c	— —	1	8
*(12 . 13 . 0) : (110) =	1 55 55	1 56 22	c	— —	1	5
*(11 . 12 . 0) : (110) =	2 6 15	2 6 32	c	2°2′ 45″—2°8′ 0″	2	5, 7
*(10 . 11 . 0) : (110) =	2 16 0	2 16 55	b	— —	1	5
*(9 . 10 . 0) : (110) =	2 27 45	2 33 59	c	— —	1	12
*(17 . 19 . 0) : (110) =	2 40 20	2 39 17	b	— —	1	5
*(780) : (110) =	3 16 52	3 16 28	c	3 15 20 —3 17 38	3	5, 12
*(11 . 13 . 0) : (110) =	4 4 20	4 7 56	c	— —	1	4
O : M = (560) : (110) =	4 29 5	4 31 23	c	4 27 5 —4 31 5	2	4
R : M = (340) : (110) =	7 14 45	7 18 54	c	— —	1	9
*(12 . 17 . 0) : (110) =	9 0 5	8 58 0	c	— —	1	18
m : M = (230) : (110) =	10 32 0	10 32 57	b	— —	1	9
l : M = (120) : (110) =	18 43 15	18 43 52	b	— —	1	20

Innerhalb M (110) (unsichere).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anz. der gem. Kant.	Krist. No.
*†(26 . 27 . 0) : (110) =	0° 54′ 26″	0° 54′ 10″	b	—	—	1	2
*†(18 . 19 . 0) : (110) =	1 19 0	1 17 56	d	—	—	1	18
*†(16 . 19 . 0) : (110) =	4 14 5	4 15 19	d	—	—	1	5

Innerhalb l (120) (sichere).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anz. der gem. Kant.	Krist. No.
λ : M = (470) : (110) =	14° 52′ 15″	14° 54′ 32″	c	—	—	1	15
*(10 . 21 . 0) : (110) =	20 6 40	20 7 28	c	—	—	1	7
*(8 . 17 . 0) : (110) =	20 26 56	20 27 40	c	—	—	1	7
*(7 . 15 . 0) : (110) =	20 45 35	20 42 58	c	—	—	1	7
*(6 . 13 . 0) : (110) =	21 6 19	21 0 48	c	—	—	1	7
*(490) : (110) =	22 1 30	22 4 53	c	—	—	1	17

Innerhalb l (120) (unsichere).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anz. der gem. Kant.	Krist. No.
*†(11 . 23 . 0) : (110) =	19° 58′ 40″	20° 0′ 4″	d	—	—	1	14

Innerhalb o (111) (sichere).

	gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anz. der gem. Kant.	Krist. No.
*(9 . 9 . 10) : (110) =	28° 33′ 11″	28° 34′ 54″	c	—	—	1	14
*(889) : (110) =	28 54 46	28 51 26	c	—	—	1	18

Wachstumshügel.

Bei Kristall No. 1 zeigten die Flächen u (112) auf ihrer Oberfläche eine große Anzahl von pyramidenförmigen Erhebungen (siehe Fig. 1 b p. 728). Diese waren begrenzt von vier Flächen, von denen je zwei gegenüberliegende in der Zone [M(110) : c(001)] und [M(1$\bar{1}$0) : f(011)] lagen. Diese Erscheinung ist anscheinend noch nicht beobachtet. Drei der Wachstumshügel auf u ($\bar{1}$12) gestatteten eine hinreichend genaue Bestimmung. Die begrenzenden Flächen gehorchten dem Gesetz der rationalen Indizes, daneben zeigte sich eine weitere merkwürdige Gesetzmäßigkeit. Es stellte sich nämlich heraus, daß die Summe der Indizes zweier gegenüberliegender Seiten die Indizes der Fläche u (112) ergaben. So lag bei Hügel No. 1 in der Zone [M ($\bar{1}$10) : c (001)] auf der unteren Seite (559), auf der oberen ($\bar{4}$49). Ihre Summe ist (9 . 9 . 18) = ($\bar{1}$12). In der Zone [M ($\bar{1}\bar{1}$0): f (011)] lagen die beiden Flächen ($\bar{1}\bar{2}$. 11 . 23) und ($\bar{1}\bar{1}$. 12 . 23). Ihre Summe ist (23 . 23 . 46) = ($\bar{1}$12). Entsprechend waren die Ver-

hältnisse bei den anderen Hügeln. Um dies Gesetz kurz anzugeben, wählte ich die Bezeichnungsweise, daß die gegenüberliegenden Flächen in bezug auf u (112) „korrespondieren". Leider waren die Hügel auf die Flächen u (112) beschränkt, so daß nicht festgestellt werden konnte, ob das Gesetz auch auf andere Flächen übertragbar ist. Bei Hügel No. 1 befanden sich in der Zone [M (1$\bar{1}$0) : f (011)] zwei Paar korrespondierender Flächen. Bei Hügel No. 3 wurden nur die in der Zone [M (110) : c (001)] liegenden Flächen gemessen, da die in der Zone [M (1$\bar{1}$0) : f (011)] liegenden nur auf einer Seite ausgebildet waren. Es folgt nun die Tabelle der gemessenen und berechneten Winkel der drei auf u (112) gelegenen Hügel (Fig. 1 b):

Hügel No. 1.

	gem.	ber.	
($\bar{4}\bar{4}$9) : ($\bar{1}$10) =	47° 49′ 4″	47° 46′ 55″	c
($\bar{5}\bar{5}$9) : ($\bar{1}$10) =	41 19 4	41 24 12	b
($\bar{1}\bar{2}$.11.23) : ($\bar{1}\bar{1}$0) =	64 37 30	64 40 40	d
($\bar{1}\bar{1}$.12.23) : ($\bar{1}\bar{1}$0) =	67 54 49	67 55 52	d
($\bar{1}\bar{8}$.17.35) : ($\bar{1}\bar{1}$0) =	65 14 11	65 13 28	d
($\bar{1}\bar{7}$.18.35) : ($\bar{1}\bar{1}$0) =	67 22 23	67 21 22	b

Hügel No. 2.

	gem.	ber.	
($\bar{9}$.9.19) : ($\bar{1}$10) =	45° 58′ 41″	45° 57′ 40″	c
($\bar{1}\bar{0}$.10.19) : ($\bar{1}$10) =	42 59 8	42 56 40	b
($\bar{3}\bar{7}$.38.75) : ($\bar{1}$12) =	0 31 36	0 29 40	c
($\bar{3}\bar{8}$.37.75) : ($\bar{1}$12) =	0 28 21	0 29 13	b

Hügel No. 3.

	gem.	ber.	
($\bar{9}$.9.20) : ($\bar{1}$10) =	47° 26′ 10″	47° 25′ 40″	c
($\bar{6}$.6.13) : ($\bar{1}$10) =	46 45 40	46 42 14	d
($\bar{7}$.7.13) : ($\bar{1}$10) =	42 19 49	42 17 36	b

Im linken vorderen Oktanten wurden in der Zone [M (110) : c (001)] die folgenden Hügelflächen festgestellt:

	gem.	ber.	
(3$\bar{3}$4) : (1$\bar{1}$0) =	33° 3′ 4″	33° 12′ 37″	d
(4$\bar{4}$7) : (1$\bar{1}$0) =	40 33 41	40 36 16	c
(7.$\bar{7}$.16) : (1$\bar{1}$0) =	48 19 20	48 13 50	c
(3$\bar{3}$7) : (1$\bar{1}$0) =	48 49 0	48 49 2	d

Die Hügel hatten sich hier gegenseitig in ihrer Ausbildung gestört, so daß nicht mehr die Regelmäßigkeit herrschte, wie im rechten, hinteren Oktanten.

Prärosionsflächen[1].

Literatur:

A. Pelikan, Natürliche Ätzung an Topaskristallen von San Luis Potosi in Mexiko. Tscherm., Min. u. petr. Mitt. 1890. **11**. 344—348.

L. Souheur, Neue Formen am Topas aus dem Ilméngebirge. Zeitschr. f. Krist. 1892. **20**. 232—235.

Prärosionsflächen werden in den über Topase erschienenen Abhandlungen sehr oft erwähnt. Schon Kokscharow bemerkt in seiner Beschreibung der russischen Topase, daß die Kanten vielfach durch schmale nicht näher bestimmbare Flächen abgestumpft seien. Ausführlich beschäftigen sich bloß die beiden oben angeführten Autoren mit dieser Erscheinung. Die Charakteristik der Prärosionsflächen von A. Pelikan entspricht durchaus auch den von mir gemachten Beobachtungen. So ist er der Ansicht, daß die Abtragung der Kanten ziemlich frühzeitig erfolgt, da er Kristalle fand, deren Kanten bereits abgestumpft waren, während die Flächen bloß jene „eigentümlichen zarten Zeichnungen" aufwiesen, die den Beginn der Ätzung anzeigen. Kristall No. 4 entspricht dem durchaus. Es treten an demselben zahlreiche Prärosionsflächen auf, während die Flächen u (112), die im allgemeinen ziemlich stark geätzt sind, an diesem Kristall nur mit starker Vergrößerung zu beobachtende ganz feine Ätzfiguren zeigen. Je weiter die Ätzung vorgeschritten ist, um so stärker sind auch die Kanten abgetragen. Die Breite dieser Prärosionsflächen beträgt nach A. Pelikan in der Richtung der Zone höchstens 0,05 mm. Infolge der Beugung des Lichts waren die Reflexe lichtschwach und sehr verbreitert. Es konnten nur approximative Messungen stattfinden. Pelikan untersuchte die Kanten M (110) : M ($1\bar{1}0$), o (111) : M (110), o (111) : y (021) und y (021) : l (120) auf diese Flächen hin. Souheur hat Prärosionsflächen in der Zone der Prismen, der Pyramiden der Hauptreihe und besonders zahlreich in der Zone [d (101) : f (011)] festgestellt. Außerdem sind viele der von Bücking und Grünhut beobachteten Formen, wie aus ihren Darstellungen und Zeichnungen hervorgeht, zu den Prärosionsflächen und nicht zu den normalen Kristallflächen zu rechnen. Bei den hier untersuchten Kristallen wurden Prärosionsflächen in den Zonen [u (112) : f (011)], [i (113) : f (011)], [i (113) : c (001)], [o (111) : x (123)], [o (111) : d (101)] beobachtet.

[1] Bei Beschreibung der einzelnen Kristalle mit ∘ bezeichnet.

Zone [u (112) : f (011)].

Die Kante f (011) : x (123) wird sehr oft durch eine Prärosionsfläche abgestumpft, die einen sehr unklaren Reflex zeigte, der ungefähr den Indizes (1 . 13 . 14) entspricht. Eine genauere Bestimmung war nirgends möglich.

Zone [i (113) : f (011)] (alle bei Kristall No. 4).

	gem.	ber.	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
(5 . 8 . 18) : (011) =	31° 44′ 30″	31° 50′ 43″	31° 24′ 0″—32° 12′ 15″	4
(179) : (011) =	11 55 4	11 32 51	— —	1
(1 . 9 . 11) : (011) =	9 19 22	9 17 40	— —	1
(2 . 17 . 21) : (011) =	9 50 30	9 46 30	— —	1
(124) : (011) =	27 20 1	27 33 45	— —	1

Zone [i (110) : c (001)].

Bei den meisten der von mir untersuchten Kristalle werden die Kanten i (113) : c (001) durch Prärosionsflächen abgestumpft, die meistens gekrümmt sind und so ein breites Lichtband zeigen. Die hellsten Stellen derselben wurden gemessen und entsprachen bald dem Symbol (115) bald (116) bald (117) oder auch dazwischenliegenden Indizes. Die beiden Formen (116) und (117) werden von Souheur angeführt mit starker Abweichung des gemessenen und berechneten Wertes.

Zone [o (111) : x (123)].

	gem.	ber.	Güte	Anz. der gem. Kant.	Krist. No.
(579) : (570) =	38° 23′ 25″	38° 47′ 7″	d	1	8

Zone [o (111) : d (101)].

	gem.	ber.	Güte	Anz. der gem. Kant.	Krist. No.
(838) : (111) =	14° 51′ 25″	14° 58′ 53″	d	1	7

Ätzfiguren.

Literatur:

A. Pelikan, Natürliche Ätzung an Topaskristallen von San Luis Potosi in Mexiko. Min. u. petr. Mitt. von Tschermak. 1890. **11**. 331.

Tadasu Hiki, Notes on the Topaz from Mino. Journal of the College of Science, Tokyo 1895. **9**. 1—8.

V. Goldschmidt, Über Ätzfiguren, deren Entstehung und Eigenart. Zeitschr. f. Krist. 1903. **38**. 273.

Die erste Angabe über natürlich geätzte Topaskristalle stammt von M. Websky[1], die ersten Messungen von A. Pelikan. Seitdem

[1] Dies. Jahrb. 1878. p. 42.

finden sich in der Literatur zahlreiche kurze Mitteilungen, ausführliche Untersuchungen verdanken wir Pelikan und Tadasu Hiki. Auf den von mir untersuchten Kristallen fanden sich zahlreiche, z. T. gut ausgebildete und bestimmbare Ätzfiguren. Beobachtet wurden sie auf den Flächen M (110), g (130), n (140), o (111), u (112), i (113), x (123), f (011), d (101), h (103), c (001). Gemessen wurden sie auf n (140), u (112), i (113), f (011), h (103), c (001).

Ätzung auf M (110) Fig. 3 a.

An zwei Kristallen No. 2 und 3 fanden sich auf M (110) zahlreiche stabähnliche Figuren, die durch Ätzung hervorgerufen sein dürften. Eine bestimmte Richtung wurde bei ihnen nicht bevorzugt. An einem Ende war fast stets eine schwarze Substanz eingelagert, wie es in Fig. 3 a zu sehen ist. Die von Pelikan und Tadasu Hiki auf M (110) beobachteten Ätzfiguren treten an den von mir untersuchten Kristallen nicht auf.

Ätzfiguren auf g (130) Fig. 19 c, d.

Nur bei Kristall No. 19 wurden auf g (130) Ätzfiguren beobachtet. Dieselben sind von deltoidischer Gestalt, deren scharfe Spitze nach dem Brachypinakoid zeigt. Eine Horizontallinie teilt sie in zwei symmetrische Hälften. Die Ätzfiguren sind sehr klein. Die beiden größeren Flächen zeigen ein sehr schwaches Reflexband, das der Prismenkante parallel geht und den Zonenkreis der Prismen zwischen g (130) und π (250) in einem Abstande von ungefähr 37° 50′ von dem Brachypinakoid schneidet, wie es in Fig. 19 d (stereogr. Proj.) dargestellt ist. Diesem Winkel würden ungefähr die Indizes (7 . 19 . 0) entsprechen. Zu einer genauen Bestimmung hinreichende Messungen konnten nicht gemacht werden.

Ätzfiguren auf n (140) Fig. 20 a, c.

Die Ätzfiguren auf n (140) gleichen durchaus denen auf g (130). Das Reflexbild der beiden größeren Flächen zeigt Fig. 20 c. Sie zeigen ein Reflexband, welches den Zonenkreis der Prismen in einem Abstande von 29° 26′ 0″ von dem Brachypinakoid schneidet. Diesem Winkel entsprechen ungefähr die Indizes (3 . 10 . 0). Den größeren Flächen selbst würden ungefähr die Indizes (3 . 10 . 1) zukommen. Hieraus wurde der Winkel gegen n (140) mit 6° 44′ 0″, der Winkel gegeneinander mit 10° 35′ 8″ berechnet. Die Messungen betrugen 7° 6′ 20″ und 7° 13′ 42″ bezw. 11° 12′ 15″. Die spitze

Ecke der Ätzfiguren ist ebenso wie die der auf g (130) dem Brachypinakoid zugewandt. Sie stimmen mit dem von V. Goldschmidt auf n (140) beobachteten Ätzfiguren überein [1].

Ätzfiguren auf o (111) Fig. 12 b.

Die Ätzfiguren auf o (111) sind selten und sehr klein, Messungen konnten nicht ausgeführt werden. Sie waren von drei Flächen begrenzt. Die obere Fläche schien in der Zone der Pyramiden der Hauptreihe zu liegen. Sie gleichen sehr den Ätzfiguren auf u (112). Ihre scharfe Ecke lag nach den Brachydomen zu. Sie entsprechen nicht den von Websky [2] auf o (111) beobachteten Ätzfiguren.

Ätzfiguren auf u (112) Fig. 12 b.

Die Ätzfiguren auf u (112) sind vorzüglich ausgebildet und finden sich fast an allen Kristallen. Drei der Ätzfiguren auf Kristall No. 12 sind so groß, daß sie einzeln bestimmt werden konnten. Sie sind von drei Flächen begrenzt, ihre spitze Ecke ist nach den Brachydomen gerichtet. Die drei Flächen lagen in den Zonen [u (112) : M (110)], [u (112) : l (120)], [u (112) : l (1$\bar{2}$0)].

Die obere und untere Fläche ist stets groß, die dritte klein. Es folgen nun die ausgeführten Messungen:

Ätzfigur No. 1, Kristall 12.

		gem.	
obere Fläche gegen	M ($\bar{1}$10)	= 26° 30′ 10″	
mittlere „ „	u ($\bar{1}$12)	= 6 51 40	approxim. bestimmt
untere „ „	l ($\bar{1}$20)	= 53 43 30	umger. gegen u (112) = 6° 17′ 30″

Ätzfigur No. 2, Kristall 12.

		gem.	
obere Fläche gegen	M ($\bar{1}$10)	= 28° 15′ 15″	unter Benutzung der Vorsatzlupe
mittlere „ „	u ($\bar{1}$12)	= 6 21 10	„ „ „ „
untere „ „	u ($\bar{1}$12)	= 6 44 50	„ „ „ „

Ätzfigur No. 3, Kristall 12.

		gem.	
obere Fläche gegen	M (1$\bar{1}$0)	= 26° 28′ 10″	hinreichend genaue Messungen
untere „ „	u (1$\bar{1}$2)	= 6 21 35	„ „ „

Ätzfiguren auf Kristall No. 20.

Hier waren die Ätzfiguren zu klein, um einzeln bestimmt zu werden. Sie wurden deshalb in ihrer Gesamtheit gemessen.

---

[1] Verh. d. Naturhist. Ver. z. Heidelberg. 1912. **12**. 250.

[2] Dies. Jahrb. 1878. p. 42.

obere Flächen gegen M (110) = 30° 31′ 15″
untere „ „ u (112) = 5 47 0

Aus diesen Messungen folgt, daß die Ätzfiguren auf u (112) regelmäßig ausgebildet sind. Die Winkelschwankungen sind darauf zurückzuführen, daß die Reflexe infolge Krümmung der Flächen verbreitert waren.

Ätzfiguren auf i (113) Fig. 12 b, 13 c.

Auf i (113) treten zwei Arten von Ätzfiguren auf. Die der ersten Art waren sehr häufig und wurden an den meisten Kristallen beobachtet, besonders schön an Kristall No. 12 und 13. Sie waren von drei Flächen begrenzt. Ihre scharfe Spitze zeigte auf die Kante i (113) : d (101). Messungen konnten nicht ausgeführt werden. Die Ätzfiguren der zweiten Art finden sich nur vereinzelt auf zahlreichen Kristallen. Auch sie sind von drei Flächen begrenzt, von denen die untere in der Zone der Pyramiden der Hauptreihe, die obere in der Zone [i (113) : i (1$\bar{1}$3)] lag. Auf Kristall No. 13 befindet sich eine dieser Ätzfiguren (Fig. 13 c) von solcher Größe, daß der Winkel der oberen in der Zone [i (113) : π (250)] liegenden Fläche gegen i (113) gemessen werden konnte. Er beträgt 7° 39′ 25″.

Ätzfiguren auf x (123) Fig. 12 b.

Auch die Basis der Ätzfiguren auf x (123) hat die Form eines spitzwinkeligen Dreiecks, wie es Fig. 12 b zeigt. Sie sind stets so klein, daß ihre genaue Bestimmung unmöglich war.

Ätzfiguren auf f (011) Fig. 2 b, 7 b.

Die Ätzfiguren auf f (011) haben im allgemeinen die Form Fig. 7 b, schmale, längliche Vertiefungen, die am oberen Ende abgerundet sind, am unteren Ende in eine feine Spitze auslaufen. Die langen Seitenflächen liegen etwas oberhalb der Zone [a (100) : f (011)]. Das Reflexbild der Ätzfiguren auf Kristall No. 7 gibt Fig. 7 c. Die Winkel ihrer Flächen gegen f (011) waren

8° 41′ 33″, 8° 37′ 55″, 8° 48′ 40″, 8° 33′ 55″.

Etwas verschieden sind die Ätzfiguren auf Kristall No. 2. Sie sind kürzer und breiter und haben die Form eines spitzwinkligen Dreiecks, wie es Fig. 2 b zeigt. Die Oberseite ist gerundet. Die von Tadasu Hiki auf f (011) beobachteten Ätzfiguren treten an meinen Kristallen nirgends auf.

Ätzfiguren auf d (101) Fig. 9 b.

Die von mir auf d (101) beobachteten Ätzfiguren stimmen durchaus mit den von Pelikan beobachteten überein. Es sind rinnenförmige Vertiefungen, die gegen die Basis hin geschlossen, nach unten offen sind. Messungen konnten infolge verwaschener Reflexe nicht ausgeführt werden.

Ätzfiguren auf h (103) Fig. 15 b.

Größere Ätzfiguren finden sich an Kristall No. 15. Sie haben die Form spitzwinkeliger Dreiecke, deren scharfe Ecke nach der Basis gerichtet ist. Die untere Fläche liegt in der Zone der Makrodomen. Ihr Winkel gegen h (103) beträgt 2° 32′ 30″. Die beiden anderen Seiten liegen in einer Zone, die von h (103) aus zwischen den beiden Flächen i (113) und u (112) hindurchläuft. Ihre Winkel gegen h (103) sind 9° 42′ 45″ und 9° 47′ 50″. Die Ätzfiguren werden durch eine Linie senkrecht zu der b-Achse in zwei symmetrische Hälften geteilt.

Ätzfiguren auf c (001) Fig. 1 c.

Die Ätzfiguren auf c (001) sind ebenso wie die von Baumhauer durch Kalihydrat[1] künstlich hergestellten und die, von Pelikan und V. Goldschmidt beobachteten natürlichen Ätzfiguren von vier Flächen in der Zone der Pyramiden der Hauptreihe begrenzt. Sehr deutlich und scharf ausgebildet sind sie auf Kristall No. 1 Fig. 1 c. Ein gutes Reflexbild geben die Ätzflächen bei Kristall No. 14 (Fig. 14 c). Ihre Winkel gegen M betrugen: 72° 38′ 19″, 72° 45′ 15″, 72° 45′ 19″, 72° 42′ 25″.

Ihnen entsprechen nahezu die Indizes (2 . 2 . 13), deren Winkel gegen M (110) zu 72° 33′ 49″ berechnet wurden. Die von Laspeyres[2] vermittels schmelzenden Kaliumsulfates künstlich hergestellten Ätzfiguren, deren vier Flächen in der Zone [c (001) : l (120)] und die von Tadasu Hiki beobachteten natürlichen, deren Flächen in der Zone der Makro- und Brachydomen liegen, treten an den von mir untersuchten Kristallen nicht auf.

Zuweilen sind die Ätzfiguren reihenweise angeordnet (Fig. 1 c, 12 c). War die Ätzung noch weiter vorgeschritten, so entstanden tiefere Furchen (grooves: Tadasu Hiki l. c.).

---

[1] Dies. Jahrb. 1876. p. 5.

[2] Zeitschr. f. Kristallographie. 1877. **1**. 357.

Spezieller Teil.

Beschreibung der einzelnen Kombinationen.

Einteilung.

Die untersuchten Kristalle ließen sich ihrer Ausbildung nach in drei Typen einteilen:

I. Typus (9 Kristalle No. 1—9): In der Prismenzone herrscht meistens M (110) vor. Der Kopf wird in der Hauptsache begrenzt von den Brachydomen. Das Brachypinakoid fehlt oder ist nur schmal. Die Flächen sind meist glatt und glänzend.

II. Typus (7 Kristalle No. 10—16): Die Kristalle sind in der Richtung der c-Achse besonders langgestreckt. In der Prismenzone herrscht M (110) vor. Die Prismen sind in ihrer Ausbildung stark gestört. Das Brachypinakoid ist nur schmal. Die Brachydomen sind klein und grenzen nicht an die Basis, so daß der Kopf der durchweg einseitig ausgebildeten Kristalle in der Hauptsache von den Pyramiden der Hauptreihe und der Basis begrenzt wird. Die Fläche l (120) fällt am oberen Ende der Kristalle gegen die c-Achse ab, wie dies an den Figuren der einzelnen Individuen zu sehen ist.

III. Typus (4 Kristalle No. 17—20): In der Prismenzone sind M (110) und die Brachyprismen l (120), π (250), g (130), im Gleichgewicht. Das Brachypinakoid ist breit. Neben den Pyramiden der Hauptreihe treten noch zahlreiche andere Pyramiden auf: r (121), ι (131), ψ (132), a (152); und auch w (041), w: (061), (0 . 18 . 1) wurden nur an Kristallen dieses Typus beobachtet. No. 18, 19, 20 sind zweiseitig ausgebildet. Die Mehrzahl der von V. Goldschmidt untersuchten Kristalle gehört diesem Typus an.

Kristalle des I. Typus.

Kristall No. 1 (Marburg), Fig. 1 a, b, c.

Dimensionen: a : b : c = 26 : 41 : 52 mm. Gew. 94,12 g.
Kombination:
b (010), c (001),
N (210), M (110), *†(780), O †(560), Q †(450), m (230), *†(11 . 18 . 0), λ (470), l (120), *(5 . 12 . 0), π (250), *†(380), (4 . 11 . 0), g (130), *†(4 . 13 . 0), *†(3 . 10 . 0), *†(5 . 17 . 0), n (140).
f (011), y (021), h (103),
i (113), u (112), o (111).
Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52846 : 1 : 0,95334.

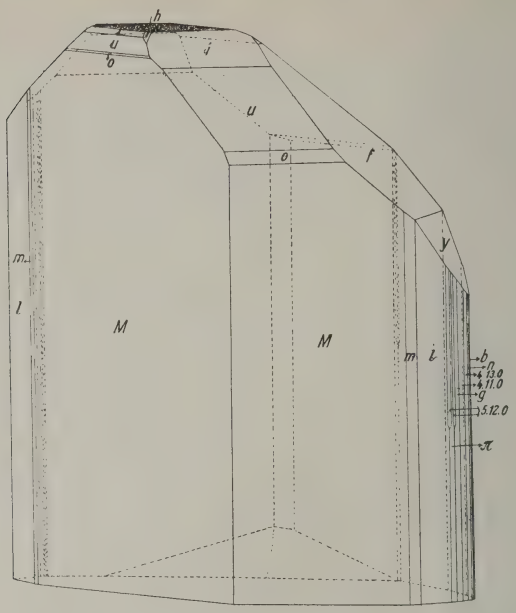


Fig. 1 a.

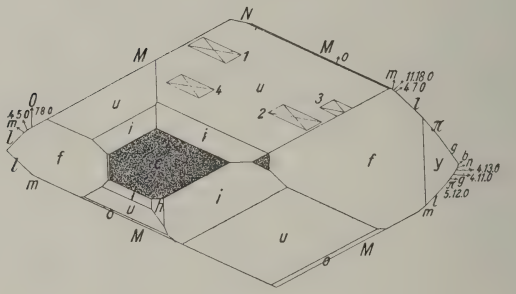


Fig. 1 b.

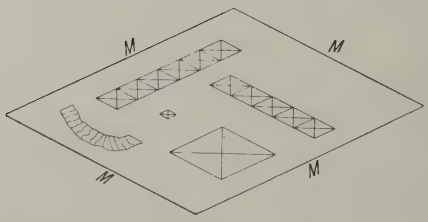


Fig. 1 c.

Winkeltabelle.

		gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.
N:M = (210)	: (110) =	13° 4′ 45″	13° 3′ 18″	d	12° 47′ 0″ — 13° 22′ 30″	1
M:M = (110)	: (1$\bar{1}$0) =	55 43 32	55 43 0	a	55 43 18 — 55 43 45	2
*†(780)	: (110) =	3 23 38	3 16 28	appr.	— —	1
†O:M = (560)	: (110) =	4 27 0	4 31 23	„	— —	1
†Q:M = (450)	: (110) =	5 28 11	5 35 38	„	— —	1
m:M = (230)	: (110) =	10 35 20	10 32 57	d	10 29 25 — 10 39 5	3
*†(11.18.0)	: (110) =	12 59 45	12 59 53	c	— —	1
λ:M = (470)	: (110) =	14 52 30	14 54 32	c	— —	1
l:M = (120)	: (110) =	18 43 58	18 43 52	a	18 40 55 — 18 47 31	4
*(5.12.0)	: (110) =	23 54 20	23 53 30	b	— —	1
π:M = (250)	: (110) =	25 1 46	25 1 23	c	24 57 10 — 25 6 22	2
*†(380)	: (110) =	26 57 15	26 47 10	appr.	— —	1
(4.11.0)	: (110) =	27 42 15	27 36 48	b	— —	1
g:M = (130)	: (110) =	29 51 47	29 54 13	b	29 45 25 — 29 54 40	3
*†(4.13.0)	: (110) =	31 53 39	31 56 7	d	— —	1
*†(3.10.0)	: (110) =	32 29 30	32 33 45	d	— —	1
*†(5.17.0)	: (110) =	33 1 55	33 2 50	d	— —	1
n:M = (140)	: (110) =	36 50 10	36 49 39	b	— —	1
b:M = (010)	: (110) =	62 9 58	62 8 30	c	62 6 45 — 62 13 10	2
f: f = (011)	: (0$\bar{1}$1) =	87 15 50	87 15 26	a	— —	1
f:b = (011)	: (010) =	46 24 39	46 22 17	a	— —	1
y:b = (021)	: (010) =	27 40 47	27 40 45	b	— —	1
h:M = (103)	: (110) =	62 51 35	62 53 5	d	— —	1
i:M = (113)	: (110) =	55 48 30	55 47 4	b	55 47 55 — 56 2 30	4
u:M = (112)	: (110) =	44 25 13	44 26 0	b	44 24 0 — 44 25 55	4
o:M = (111)	: (110) =	26 7 47	26 6 53	b	26 7 20 — 26 8 55	3

In der Prismenzone herrscht M (110) vor. N (210) tritt nur im rechten hinteren Oktanten auf. Der Kristall ist unsymmetrisch ausgebildet in bezug auf die auf der b-Achse senkrecht stehende Symmetrieebene. So treten nur rechts π (250), g (130), b (010) und y (021) auf. u (112) und f (011) sind rechts weit größer als links. o (111) ist nur schmal und fehlt im linken hinteren Oktanten. Die Flächen u (112) zeigen neben den Ätzfiguren noch die oben p. 719 beschriebenen Wachstumshügel. Die Basis ist matt und mit einer roten Substanz bedeckt. Die kleine Fläche h (103) stumpft nur auf der Vorderseite die Kante i (113) : i (1$\bar{1}$3) ab. Neu ist (5 . 12 . 0), selten (4 . 11 . 0). Beide sind durch ihren vorzüglichen Reflex und die gute Übereinstimmung der gemessenen

und berechneten Winkel gesichert. Sie treten nur am oberen Ende des Kristalls auf. Das Achsenverhältnis wurde aus den Winkeln M (110) : M ($1\bar{1}0$) und f (011) : f ($0\bar{1}1$) bestimmt.

Kristall No. 2 (Bonn), Fig. 2 a, b.

Dimensionen: a : b : c = 16 : 17 : 18 mm, Gewicht 6,75 g.

Kombination:

c (001).

M (110), *†(26.27.0), *†(780), l (120), π (250), g (130), *†(270).

f (011), y (021), d (101).

i (113). u (112), x (123).

Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52849 : 1 : 0,95345.

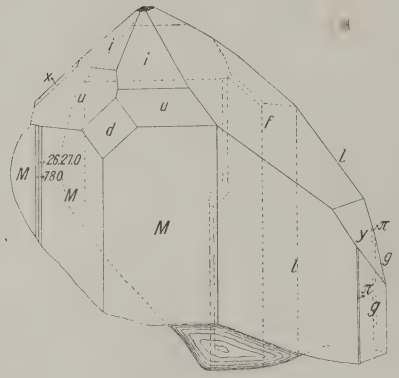


Fig. 2 a.

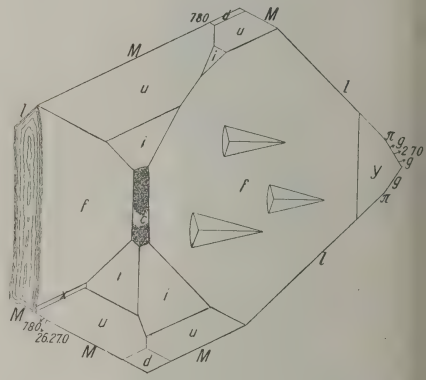


Fig. 2 b.

Winkeltabelle.

		gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.
M:M = (110)	: ($1\bar{1}0$) =	55° 42′ 40″	55° 43′ 0″	b	55° 42′ 30″ — 55° 43′ 15″	2
Str. i. M.[1] *†(26.27.0)	: (110) =	0 54 26	0 54 10	b	— —	1
Str. i. M. *†(780)	: (110) =	3 17 38	3 16 28	c	3 17 38 — 3 23 48	2
l:M = (120)	: (110) =	18 43 41	18 43 52	b	18 43 33 — 18 45 15	3
π:M = (250)	: (110) =	25 3 53	25 1 23	c	25 3 50 — 25 4 5	2
g:M = (130)	: (110) =	29 49 30	29 54 13	c	29 49 15 — 29 50 0	2
*†(270)	: (110) =	33 48 23	33 42 50	d	— —	1
f:f = (011)	: ($0\bar{1}1$) =	87 16 15	87 14 26	b	— —	1
y:f = (021)	: (011) =	18 37 15	18 41 32	b—c	— —	1
i:M = (113)	: (110) =	55 42 23	55 47 4	b	55 41 0 — 55 47 5	4
u:M = (112)	: (110) =	44 23 10	44 26 0	b	44 21 45 — 44 27 11	4
x:u = (123)	: (112) =	13 25 30	13 33 25	d	— —	1
f:u = (011)	: (112) =	42 33 0	42 32 37	b	42 31 45 — 42 34 15	4
M:f = (110)	: (011) =	71 10 45	71 11 0	a	71 6 45 — 71 11 0	4
M:f = ($1\bar{1}0$)	: (011) =	108 48 38	108 49 0	a	108 46 45 — 108 50 30	4

[1] Streifen in M.

Der Kristall ist flächenarm, die Grundpyramide o (111) fehlt. x (123) tritt nur im linken vorderen Oktanten als schmale Fläche auf. Die Flächen f (011), u (112) und i (113) sind mit zahlreichen Ätzfiguren bedeckt; d (101) ist feingestreift in der Zone [d (101): o (111)]. Die Winkel der Prismenflächen gegen die Spaltfläche betrugen:

$(1\bar{1}0):(00\bar{1}) = 90°\,3'\;45$

$(110):(00\bar{1}) = 89\;57\;45$ $(120):(00\bar{1}) = 89°\,55'\,0''$ $(130):(00\bar{1}) = 89°\,53'\,0''$

$(\bar{1}30):(00\bar{1}) = 89\;58\;30$ $(\bar{2}50):(00\bar{1}) = 89\;59\;15$ $(\bar{1}20):(00\bar{1}) = 89\;59\;30$

$(\bar{1}10):(00\bar{1}) = 90\;0\;0$

$(\bar{1}\bar{1}0):(00\bar{1}) = 90\;7\;0$ $(\bar{1}\bar{2}0):(00\bar{1}) = 90\;6\;0$

Aus diesen Messungen folgt, daß die Lage der Prismenflächen gegen die Spaltfläche gestört ist, etwa so, daß die Achse, um die die Spaltfläche gedreht erscheint, ungefähr die Normale der Fläche $(\bar{1}10)$ wäre. Das Achsenverhältnis wurde berechnet aus den Winkeln der Flächen des Prismas l (120) und dem des Brachydomas f (011) je gegeneinander.

Kristall No. 3 (Marburg), Fig. 3 a, b.

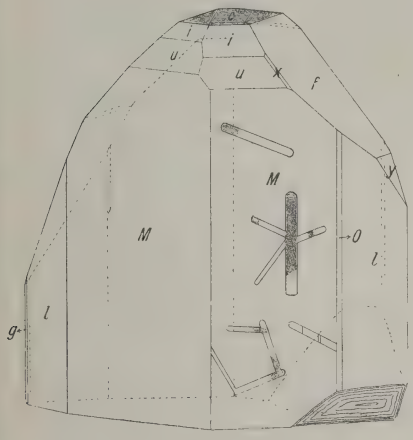


Fig. 3 a.

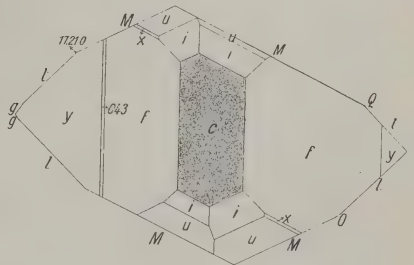


Fig. 3 b.

Dimensionen: a : b : c = 14 : 20 : 19 mm, Gewicht 8,35 g.
Kombination: c (001),
O (560), Q (450), *†(17 . 21 . 0), l (120), g (130)
f (011), y (021), W: (043), *(0 . 13 . 5).
i (113), u (112), x (123).
Achsenverhältnis: b : c : = 1 : 0,95374.

Winkeltabelle.

		gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.
O:M = (560)	: (110) =	4° 27′ 45″	4° 31′ 23″	d	— —	1
Q:M = (450)	: (110) =	5 28 5	5 35 38	d	— —	1
*†(17.21.0)	: (110) =	5 18 4	5 16 57	d	— —	1
l:M = (120)	: (110) =	18 44 21	18 43 52	c	18° 42′ 55″ — 18° 48′ 15″	4
g:M = (130)	: (110) =	29 51 34	29 54 13	c	29 45 30 — 29 57 37	2
f:f = (011)	: (0$\bar{1}$1) =	87 17 15	87 15 26	a	— —	1
y:f = (021)	: (011) =	18 42 12	18 41 32	a	18 40 55 — 18 43 30	2
W:f = (043)	: (011) =	7 59 10	8 10 33	d	— —	1
*(0.13.5)	: (011) =	24 28 20	24 23 36	b	— —	1
i:M = (113)	: (110) =	55 46 27	55 47 4	d	55 43 15 — 55 50 40	3
u:M = (112)	: (110) =	44 22 59	44 26 0	d	44 18 5 — 44 26 50	3
x:f = (123)	: (011) =	29 8 56	28 59 12	appr.	— —	1

Der Kristall ist flächenarm. o (111) fehlt, von x (123) treten nur zwei schmale Flächen auf. In der Prismenzone herrschen die Hauptprismen vor, so daß der Kristall in der Richtung der b-Achse gestreckt ist. Gegenüber den Brachydomen treten die übrigen Kopfflächen sehr zurück. Die Prismen M (110) sind mit stabförmigen Eindrücken bedeckt (siehe Fig. 3 a). Die Flächen i (113) sind stark geätzt. Die Basis ist vollkommen matt. Auf der linken Seite zeigen f (011) und y (021) eigentümliche Erhebungen. Einer derselben auf y (021) entsprechen die Indizes (0 . 13 . 5). Die Kante y (021) : f (011) ist nur links durch die sehr schmale Fläche W: (043) abgestumpft. Es wurde nur das Verhältnis b : c aus dem Winkel f (011) : f (0$\bar{1}$1) bestimmt.

Kristall No. 4 (Marburg), Fig. 4 a, b.

Dimensionen: a : b : c = 9 : 13 : 12 mm, Gewicht 2,498 g.

Kombination:

c (001).

M (110), *†(11 . 13 . 0) (Str. i. M.); O (560) (Str. i. M.); l (120), g (130).

f (011), y (021), d (101).

i (113), u (112), o (111).

Achsenverhältnis: b : c = 1 : 0,95360.

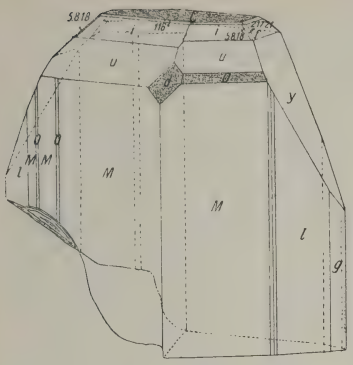


Fig. 4 a.

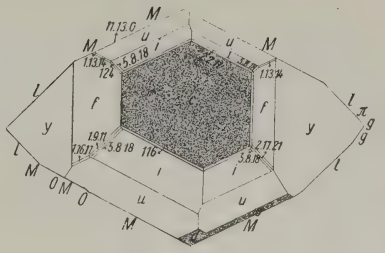


Fig. 4 b.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anzahl der gem. Kant.
M:M = (110):(1$\bar{1}$0) =	55°42′37″	55°43′0″	c	55°39′50″—55°45′25″	2
Str. i. M. *†(11.13.0):(110) =	4 4 20	4 7 56	c	— —	1
Str. i. M. O:M = (560):(110) =	4 29 5	4 31 23	c	4 27 5 —4 31 5	2
l:M = (120):(110) =	18 44 3	18 43 52	c	18 40 45 —18 47 15	4
π:M = (250):(110) =	25 17 30	25 1 23	appr.	— —	1
g:M = (130):(110) =	29 49 45	29 54 13	c	29 40 20 —29 49 45	2
f:f = (011):(0$\bar{1}$1) =	87 16 37½	87 15 26	a	— —	1
y:f = (021):(011) =	18 41 40	18 41 32	a	18 41 40 —18 41 40	2
y:y = (021):(02$\bar{1}$) =	124 39 51	124 38 30	a	— —	1
i:M = (113):(110) =	55 41 58	55 47 4	d	55 35 15 —55 44 11	4
u:M = (112):(110) =	44 24 55	44 26 0	b	44 21 30 —44 25 11	4

Die Winkel der an Kristall No. 4 auftretenden Prärosionsflächen siehe p. 722.

In der Prismenzone herrschen die Hauptprismen vor. g (130) tritt nur auf der rechten Seite des Kristalls, π (250) nur im rechten hinteren Oktanten auf. Die Kante M (110) : l (120) des rechten, vorderen Oktanten ist durch zahlreiche schmale Prärosionsflächen abgerundet. Bemerkenswert ist das Vorherrschen der Flächen y (021) in der Zone der Brachydomen. Die Pyramiden der Hauptreihe sind in der Zone gegen die Basis schmal. o (111) und d (101) finden sich nur je einmal und sind vollkommen matt. Der Kristall zeigt nur ganz zarte Ätzfiguren. Die Prärosionsflächen sind bereits p. 721 beschrieben. Das Achsenverhältnis b : c, aus dem Winkel y (021) : y (02$\bar{1}$) bestimmt, ist 1 : 0,95364, aus f (011) : f (0$\bar{1}$1) berechnet sich b : c = 1 : 0,95356; das Mittel beträgt 1 : 0,95360.

Kristall No. 5 (Marburg), Fig. 5a, b.

Dimensionen: a : b : c = 11 : 14 : 18 mm, Gewicht 3,56 g.

Kombination:

c (001).

M (110), *(12.13.0) (Str. i. M.); *†(11.12.0) (Str. i. M.); *(10.11.0) (Str. i. M.); *(17.19.0) (Str. i. M.); *†(16.19.0) (Str. i. M.); †Q (450), m (230), l (120), g (130).

f (011), y (021).

i (113), u (112), x (123).

Achsenverhältnis: b : c = 1 : 0,95410.

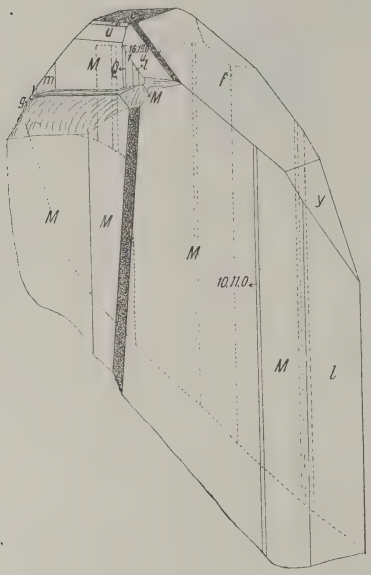


Fig. 5 a.

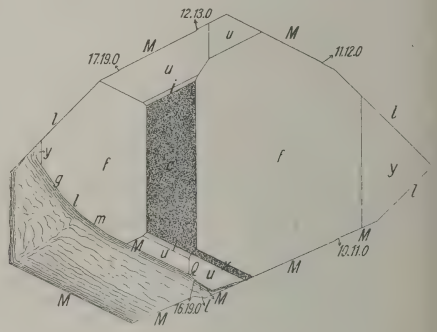


Fig. 5 b.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M : M = (110) : ($1\bar{1}0$) =	55° 35′ 40″	55° 43′ 0″	c	55° 35′ 35″—55° 35′ 45″	2
Str. i. M. *†(12.13.0) : (110) =	1 55 55	1 56 22	c	— —	1
Str. i. M. *†(11.12.0) : (110) =	2 2 45	2 6 32	d	— —	1
Str. i. M. *(10.11.0) : (110) =	2 16 0	2 16 55	b	— —	1
Str. i. M. *(17.19.0) : (110) =	2 40 20	2 39 17	b	— —	1
Str. i. M. *†(16.19.0) : (110) =	4 14 5	4 15 19	d	— —	1
†Q : M = (450) : (110) =	5 36 0	5 35 38	d	— —	1
m : M = (230) : (110) =	10 21 30	10 32 37	d	— —	1
l : M = (120) : (110) =	18 44 20	18 43 52	b	18 41 50 —18 46 20	4
g : M = (130) : (110) =	30 22 0	29 54 13	d	— —	1
f : f = (011) : ($0\bar{1}1$) =	87 18 30	87 15 26	a	— —	1
y : f = (021) : (011) =	18 40 53	18 41 32	a	18 40 53 —18 46 45	2
i : M = (113) : (110) =	55 27 56	55 47 4	appr.	55 22 11 —55 33 40	2
u : M = (112) : (110) =	44 17 3	44 26 0	d	44 14 0 —44 20 15	4

Die Ausbildung des Kristalls ist sichtlich durch irgendwelche äußere Ursache gestört. Im linken, vorderen Oktanten ragt wie aus Fig. 5 a zu ersehen, ein Wulst etwas unterhalb der Basis heraus.

Die Kopfflächen dieses Wulstes sind matt; von Prismenflächen sind an demselben nur M (110) und M (1$\bar{1}$0) ausgebildet. Wahrscheinlich hat ein anderer Kristall, der auf der matten Partie aufgesessen hat, die Ausbildung der Kopfflächen an dieser Stelle verhindert. Der matte Streifen, der die Fläche M (110) durchsetzt, dürfte ebenfalls eine Folge der Störung sein. Diese macht sich auch dadurch bemerkbar, daß am Hauptkristall im linken, vorderen Oktanten oberhalb der matten Partie zahlreiche kleine Flächen auftreten, die z. T. einspringende Winkel miteinander bilden. Auch die übrigen Flächen m (230), l (120), g (130) weichen von ihrer normalen Lage beträchtlich ab. Gegenüber den Brachydomen treten die übrigen Kopfflächen zurück, die Hauptpyramide o (111) fehlt; x (123) tritt nur im rechten vorderen Oktanten als matte Fläche auf. Es wurde allein das Verhältnis b : c aus dem Winkel f (011) : f (0$\bar{1}$1) bestimmt.

Kristall No. 6 (Marburg), Fig. 6 a, b.

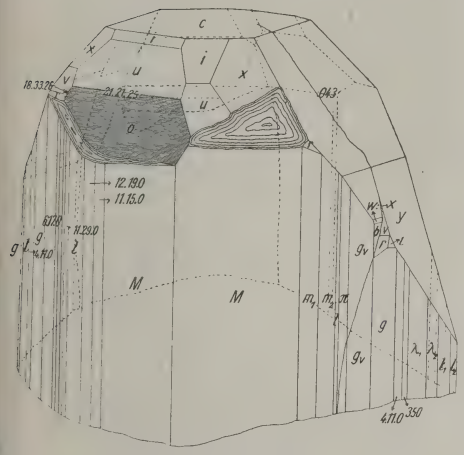


Fig. 6 a.

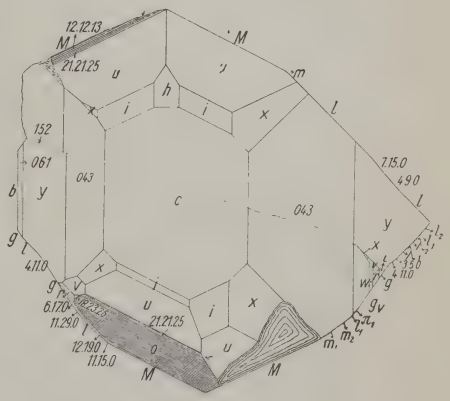


Fig. 6 b.

Dimensionen: a : b : c = 15 : 16 : 16 mm, Gewicht 6,46 g.

Kombination:

b (010), c (001).

M (110), *†(11.15.0), m (230), *†(12.19.0), *(350), λ (470), l (120), *(7.15.0), *(490), π (250), *†(11.29.0), (4.11.0), *†(6.17.0), g (130).

W: (043), y (021), w (041), w: (061), h (103).

i (113), u (112) o (111), x (123), v (122), r (121), †a (152), *†(18.33.26).

Achsenverhältnis: a : b = 0,52865 : 1.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem Kant.
M : M = (110) : ($1\bar{1}0$) =	55° 43′ 35″	55° 43′ 0″	b	55° 43′ 45″—55° 44′ 25″	2
*†(11.15.0) : (110) =	7 51 30	7 55 15	d	— —	1
m : M = (230) : (110) =	10 33 30	10 32 57	d	10 15 50 —10 51 0	2
*†(12.19.0) : (110) =	12 2 55	12 3 57	d	— —	1
*(350) : (110) =	13 24 15	13 31 7	c	— —	1
λ : M = (470) : (110) =	14 51 45	14 54 32	c	— —	1
l : M = (120) : (110) =	18 44 38	18 43 52	b	18 44 25 —18 44 50	3
*(7.15.0) : (110) =	20 49 50	20 42 58	c	— —	1
*(490) : (110) =	22 8 20	22 4 53	c	— —	1
π : M = (250) : (110) =	25 5 30	25 1 23	b	— —	1
*†(11.29.0) : (110) =	26 29 0	26 28 37	d	— —	1
(4.11.0) : (110) =	27 40 0	27 36 48	c	27 34 45 —27 45 15	2
*†(6.17.0) : (110) =	28 33 45	28 34 30	d	— —	1
g : M = (130) : (110) =	29 53 0	29 54 13	b	29 51 30 —29 54 30	3
W : b = (043) : (010) =	38 8 37	38 11 44	b	38 7 56 —38 9 18	2
y : b = (021) : (010) =	27 38 56	27 40 45	b	27 36 8 —27 41 25	2
w : b = (041) : (010) =	14 26 40	14 41 43	appr.	— —	1
w′ : b = (061) : (010) =	9 52 23	9 55 3	d	— —	1
h : c = (103) : (001) =	31 3 0	31 0 47	b	— —	1
i : M = (113) : (110) =	55 47 31	55 47 4	a	55 46 35 —55 49 35	4
u : M = (112) : (110) =	44 27 25	44 26 0	a	44 24 10 —44 31 45	4
o : M = (111) : (110) =	26 2 45	26 6 53	d	— —	1
x : l = (123) : (120) =	48 48 55	48 49 14	a	48 46 35 —48 51 30	3
v : l = (122) : (120) =	37 16 18	37 18 36	b	37 15 55 —37 16 5	2
r : l = (121) : (120) =	21 4 26	20 51 32	b–c	21 0 50 —21 14 20	3
†a : M = (152) : (110) =	46 5 0	45 43 14	appr.	— —	1
*†(18.33.26) : (010) =	52 49 15	52 55 11	appr.	— —	1
*†(18.33.26) : (001) =	60 4 35	60 6 43	c	— —	1

Der Kristall besteht aus zwei Individuen, deren Verwachsungsfläche der c-Achse nahezu parallel geht. Ihre Grenze tritt nur an einzelnen Stellen schärfer hervor, so auf der rechten Seite durch eine Einbuchtung auf y (021), auf der linken dadurch, daß die Fläche y (021) des hinteren Individuums etwas gegen die vordere gehoben ist. Den Übergang der beiden Flächen bildet a (152), die nur annähernd bestimmt werden konnte. Die beiden Individuen sind gegeneinander um 0° 27′ 45″ um die c-Achse gedreht. Da, wo dieselbe Form an beiden Individuen auftritt, wie l (120), π (250), g (130) des vorderen, rechten Oktanten, weichen die Reflexe um

diesen Betrag voneinander ab. Die flachen einspringenden Winkel des rechten und linken vorderen Oktanten dürften auf die, durch das Anwachsen hervorgerufene, Störung zurückzuführen sein. Ebendadurch wäre vielleicht auch die auffallend große Ausbildung der Fläche W^{5} (043) bei fehlendem f (011) zu erklären. Sie wäre im Sinne von V. Goldschmidt[1] eine induzierte, d. h. durch den Einfluß der Verwachsung der beiden Individuen in ihrer Entstehung begünstigte und dadurch in die Erscheinung gebrachte Form. Bemerkenswert ist auch die habituelle Verschiedenheit beider Individuen. Das vordere gehört dem III., das hintere dem I. Typus an. Bei ersterem ist das Brachypinakoid breit, bei letzterem überhaupt nicht vorhanden. Auch die Formen r (121) und w^{5} (061) des vorderen Individuums finden sich nur bei Kristallen des III. Typus. Die Kante i ($\bar{1}13$) : i ($\bar{1}\bar{1}3$) des hinteren Individuums ist durch h (103) abgestumpft. o (111) tritt nur links auf und ist in der Zone der Pyramiden der Hauptreihe gestreift und gekrümmt. Eingewachsen findet sich ein Herzzwilling von Rutil. Das Achsenverhältnis a : b wurde bestimmt aus dem Winkel der Prismen M (110) gegeneinander.

Kristall No. 7 (Marburg), Fig. 7 a, b, c.

Dimensionen:
a : b : c = 11 : 12 : 18 mm,
Gewicht 3,58 g.

Kombination:
b (010), c (001).
M (110), *†(28.29.0), *(15.16.0), *(11.12.0) (Str. i. M.), *†(17.19.0), m (230), l (120), *(10.21.0) (Str. i. l.), *(8.17.0) (Str. i. l.), *(7.15.0) (Str. i. l.), *(6.13.0) (Str i. l.), π (250), (4.11.0), g (130).
f (011), d (101).
ī (113), u (112), o (111), °(838) Prär.

Zur Bestimmung des Achsenverhältnisses war der Kristall infolge ungünstiger Reflexe nicht geeignet.

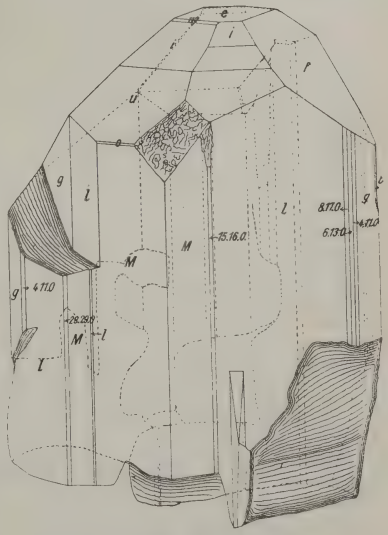


Fig. 7 a.

[1] Zeitschr. f. Krist. 1910. **47**. 643.

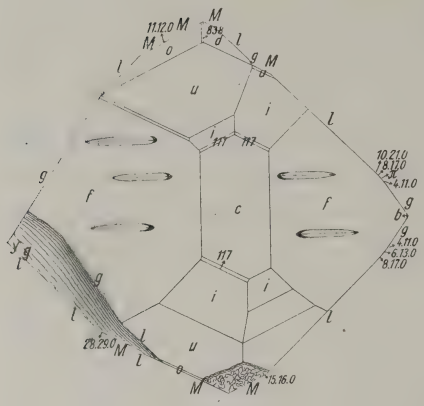


Fig. 7 b.

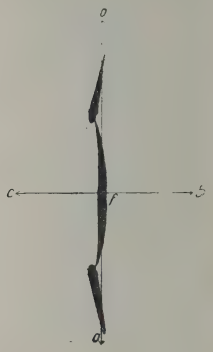


Fig. 7 c.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem Kant.
M : M = (110) : ($1\bar{1}0$) =	55° 42′ 5″	55° 43′ 0″	b	55° 41′ 15″—55° 42′ 55″	2
*†(28.29.0) : (110) =	0 49 45	0 50 20	b	— —	1
*(15.16.0) : (110) =	1 33 45	1 33 18	c	— —	1
Str. i. M. = *(11.12.0) : (110) =	2 8 0	2 6 32	c	— —	1
*†(17.19.0) : (110) =	2 43 10	2 39 17	c	— —	1
m : M = (230) : (110) =	10 12 15	10 32 37	appr.	— —	1
l : M = (120) : (110) =	18 44 19	18 43 55	b	18 42 40 —18 49 0	4
Str. i. l = *(10.21.0) : (110) =	20 6 40	20 7 28	c	— —	1
Str. i. l = *(8.17.0) : (110) =	20 26 56	20 27 40	c	— —	1
Str. i. l = *(7.15.0) : (110) =	20 45 35	20 42 58	c	— —	1
*(6.13.0) : (110) =	21 6 19	21 0 48	c	— —	1
π : M = (250) : (110) =	24 49 20	25 1 23	appr.	— —	1
(4.11.0) : (110) =	27 38 1	27 36 48	c	27 23 35 —27 47 0	3
g : M = (130) : (110) =	29 55 17	29 54 13	c	27 53 20 —27 59 10	3
b : M = (010) : (110) =	62 9 33	62 8 30	d	62 9 25 —62 9 50	2
i : M = (113) : (110) =	55 49 25	55 47 4	b	55 48 25 —55 50 55	4
u : M = (112) : (110) =	44 22 40	44 26 0	c	44 20 40 —44 24 40	3
o : M = (111) : (110) =	26 6 40	26 6 53	a	26 6 40 —26 24 30	2
d : o = (101) : (111) =	24 34 55	24 49 0	appr.	— —	1
d : f = (101) : (011) =	69 31 50	69 28 0	d	— —	1
d : u = (101) : (112) =	26 54 55	26 56 0	d	— —	1
u : f = (112) : (011) =	42 38 22	42 33 0	d	— —	3
Prär ∘(838) : (111) =	14 51 25	14 58 53	d	— —	1

Innerhalb der Prismen befanden sich zahlreiche Streifen, deren Beschreibung sich p. 718 findet. Der Kristall ist dadurch gestört, daß auf der linken Seite zwei Fremdkörper ihn an seiner Ausbildung hinderten (siehe Fig. 7 a, b). Im rechten vorderen Oktanten ist die Pyramide u (112) in der Zone der Hauptpyramiden gestreift, so daß eine genauere Bestimmung unmöglich war. Die Kopfflächen, auch die Basis sind mit zahlreichen typischen Ätzfiguren bedeckt. Die Kanten o (111) : d (101) und u (112) : f (011) sind durch die bereits oben (p. 721) erwähnten Prärosionsflächen abgestumpft.

Kristall No. 8 (Bonn), Fig. 8 a, b, c.

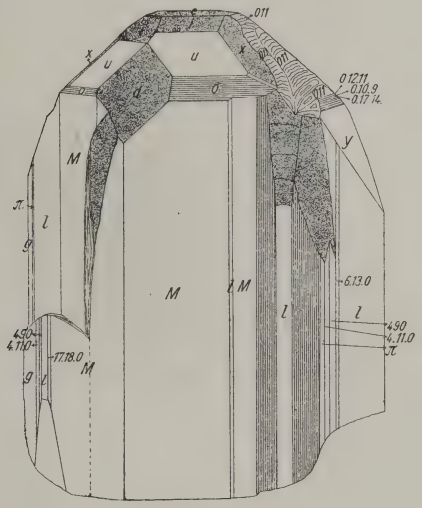


Fig. 8 a.

Dimensionen: a : b : c = 9 : 11 : 15 mm, Gewicht 2,46 g.

Kombination:

b (010), c (001).

M (110), *(17.18.0) (Str. i. M.), O (560), l (120), *(6.13.0), *(490), π (250), (4.11.0), *(6.17.0), g (130), n (140).

f (011), *†(0.12.11), *†(0.10.9), *(098), *†(0.17.4), W: (043), †k (032), y (021), d (101).

i (113), u (112), o (111), x (123), †† (144), °(579) Prär.

Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52845 : 1 : 0,95374.

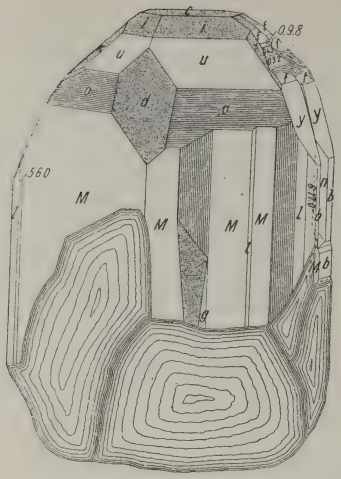


Fig. 8b.

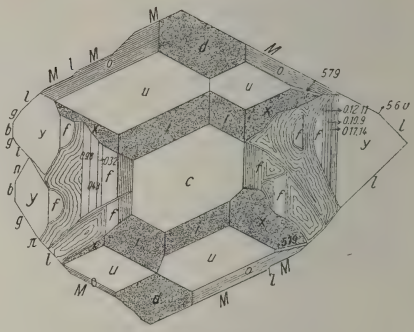


Fig. 8c.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55° 42′ 26″	55° 43′ 0″	b	55° 41′ 52″ — 55° 43′ 0″	2
Str. i. M = *(17.18.0) : (110) =	1 22 15	1 22 28	c	— —	1
O : M = (560) : (110) =	4 25 34	4 31 23	c	— —	1
l : M = (120) : (110) =	18 43 27	18 43 52	b	18 37 38 — 18 47 15	5
*(6.13.0) : (110) =	20 59 30	21 0 48	c	— —	1
*(490) : (110) =	22 5 11	22 4 53	c	— —	1
r : M = (250) : (110) =	25 1 13	25 1 23	b	25 0 11 — 25 2 15	2
(4.11.0) : (110) =	27 33 15	27 36 48	c	— —	1
*(6.17.0) : (110) =	28 36 20	28 24 30	b	— —	1
g : M = (130) : (110) =	29 55 6	29 54 13	b	29 52 8 — 29 56 15	3
n : M = (140) : (110) =	36 46 50	36 49 39	c	— —	1
f : b = (011) : (010) =	46 21 20	46 22 17	b	46 21 0 — 46 21 40	2
*†(0.12.11) : (010) =	43 48 45	43 51 29	c	— —	1
*†(0.10.9) : (010) =	43 19 45	43 19 58	d	— —	1
*(098) : (010) =	42 58 30	42 59 58	b	— —	1
*†(0 17.14) : (010) =	40 49 55	40 48 12	c	— —	1
W : b = (043) : (010) =	38 12 30	38 11 44	c	— —	1
†k : b = (032) : (010) =	34 25 8	34 56 51	c	34 16 30 — 34 33 45	2
y : b = (021) : (010) =	27 39 59	27 40 45	a	27 39 57 — 27 40 0	2
y : y = (021) : (021) =	124 39 15	124 38 30	a	— —	1
y : f = (021) : (011) =	18 42 37	18 41 32	b	18 41 45 — 18 43 30	2
i : M = (113) : (110) =	55 42 15	55 47 4	appr.	55 41 15 — 55 43 15	2
u : M = (112) : (110) =	44 25 21	44 26 0	b	44 23 10 — 44 29 35	4
u : x = (112) : (123) =	13 33 15	13 33 25	d	— —	1
†† : n = (144) : (140) =	42 42 41	43 27 30	d	— —	1

Der Kristall besteht ebenso wie Kristall No. 6 aus zwei Individuen. Die Grenze geht aus vom rechten vorderen Oktanten, wo sie durch starke Unregelmäßigkeiten im Aufbau des Kristalls gekennzeichnet ist, über die Basis und die Fläche y (02̄1) der linken Seite des Kristalls. y (02̄1) zeigt hier ebenso wie dort zwei gesonderte Teile; der des hinteren Individuums ist etwas gehoben gegen den des vorderen, wobei auch hier eine schmale Fläche vermutlich ʃ (144) den Übergang bildet. Das Brachypinakoid b (01̄0) ist an beiden Individuen ausgebildet. Auch finden sich am hinteren Individuum Flächen des linken, vorderen und am vorderen Individuum Flächen des linken hinteren Oktanten, so daß ein einspringender Winkel entsteht. Besonders die Prismenzone und die Zone der Brachydomen sind stark gestört. Es finden sich zahlreiche einspringende Winkel und schmale Flächen. Die untere Partie des linken vorderen Oktanten ist gegen die obere Partie um 0° 59′ 45″ verschoben (siehe Fig. 8 a). Beide Partien für sich sind gut ausgebildet. Die Brachydomen zeigen wohl infolge der Störung einen treppenförmigen Aufbau. Von den zahlreichen Flächen dieser Zone können nur f (011), *(098), W: (043) und y (021) infolge der guten Übereinstimmung der gemessenen und berechneten Winkel, der größeren Ausbildung und scharfen Reflexe als gesichert angesehen werden. Auffallend ist, daß die beiden Makrodomen d (101) und (1̄01), die sämtlichen Pyramiden außer u (112), die Basis und zahlreiche Partien der Brachydomen- und Prismenzone matt sind. Ätzung kann dies wohl nicht sein, da die Flächen u (112), die im allgemeinen am stärksten geätzt sind, nur ganz zarte Ätzfiguren zeigen. Die Kante o (111) : x (123) ist zweimal durch die Prärosionsfläche ⊙ (579) abgestumpft. Das Achsenverhältnis wurde berechnet aus den Winkeln M (110) : M (1̄10) und y (021) : b (010).

Kristall No. 9 (Marburg), Fig. 9 a, b.

Dimensionen: a : b : c = 10 : 15 : 10 mm, Gewicht 2,61 g.

Kombination:

†a (100), b (010), c (001).

†(910), †(510), N (210), M (110), R (340) (Str. i. M.), m (230) (Str. i. M.), l (120), *(490), *(370), π (250), †(4 . 11 . 0), g (130).

:(011), W: (043), y (021), d (101), h (103).

(113), u (112), o (111), x (123), v (122).

Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52850 : 1 : 0,95335.

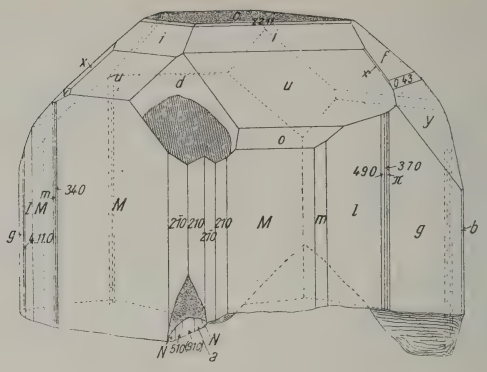


Fig. 9a.

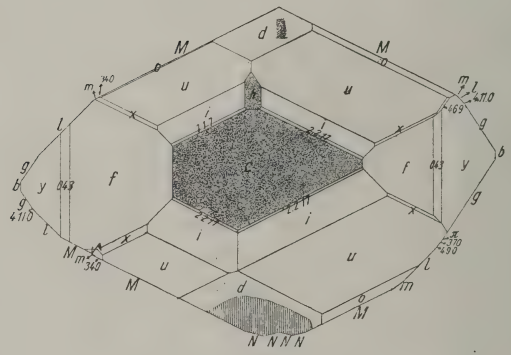


Fig. 9b.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55° 43′ 56″	55° 43′ 0″	b	55° 43′ 22″ — 55° 44′ 30″	2
†a : M = (100) : (110) =	27 51 41	27 51 30	b	27 51 11 — 27 52 11	2
*†(910) : (110) =	24 30 34	24 29 51	d	— —	1
*†(510) : (110) =	21 47 25	21 49 27	c	— —	1
N : M = (210) : (110) =	13 3 36	13 3 18	b	13 3 8 — 13 4 4	2
Str. i. M R : M = (340) : (110) =	7 14 45	7 18 54	c	— —	1
Str. i. M. m : M = (230) : (110) =	10 31 58	10 32 57	b	10 31 55 — 10 32 0	2
l : M = (120) : (110) =	18 43 58	18 43 52	b	18 43 25 — 18 44 50	4
*(490) : (110) =	22 4 0	22 4 23	c	— —	1
*(370) : (110) =	22 59 40	23 4 18	c	— —	1
π : M = (250) : (110) =	24 53 40	25 1 23	c	— —	1
†(4 . 11 . 0) : (110) =	27 13 30	27 36 48	d	— —	1
g : M = (130) : (110) =	29 52 32	29 54 13	b	29 52 5 — 29 52 50	4
b : M = (010) : (110) =	62 8 33	62 8 30	b	62 6 35 — 62 10 20	4

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
f:f = (011) : (0$\bar{1}$1) =	87°15′45″	87°15′26″	a	—	—	1
y:y = (021) : (0$\bar{2}$1) =	124 39 3	124 38 30	a	—	—	1
y:f = (021) : (011) =	18 41 0	18 41 32	a	18°41′0″	—18°41′0″	2
W:f = (043) : (011) =	8 9 26	8 10 33	a	8 8 42	—8 10 9	2
i:M = (113) : (110) =	55 48 20	55 47 4	c	55 45 35	—55 50 25	4
u:M = (112) : (110) =	44 25 12	44 26 0	c	44 24 10	—44 26 15	4
o:M = (111) : (110) =	26 13 32	26 6 53	c	26 11 10	—26 15 15	3
v:l = (122) : (120) =	37 21 20	37 18 36	c	—	—	1
d:f = (101) : (011) =	69 27 59	69 28 19	a	69 26 40	—69 29 45	4
u:f = (112) : (011) =	42 33 30	42 32 37	b	42 31 55	—42 34 5	4
x:f = (123) : (011) =	29 7 40	28 59 12	d	—	—	1

Dieser Kristall steht auf der Grenze zwischen dem I. und II. Typus. Die Pyramiden der Hauptreihe und die Brachydomen halten sich nahezu das Gleichgewicht. Der untere Teil der vorderen Fläche d (101) ist durch Auflösung teilweise zerstört. Es ist dies eine Erscheinung, die nur an Kristallen des II. Typus zu beobachten ist. Hier findet sich dieselbe eingehender beschrieben. Auch die Flächen (510), (910), a (100) finden sich nur bei Kristallen des II. Typus (siehe dort). Kristall No. 9 ist der einzige des I. Typus, an dem sich v (122) einmal als kleine glänzende Fläche findet. o (111) tritt nur auf der rechten Seite, h (103) nur auf der Rückseite des Kristalls auf. Die Kopfflächen sind mit zahlreichen Ätzfiguren bedeckt. Das Achsenverhältnis wurde bestimmt aus dem Winkel M (110) : M (1$\bar{1}$0) und aus dem Mittel der aus f (011): f (0$\bar{1}$1) und y (021) : y (0$\bar{2}$1) bestimmten Achsenverhältnisse.

Kristalle des II. Typus.

Es sollen zuvor einige besondere nur an Kristallen dieses Typus, jedoch nicht an allen, beobachtete Erscheinungen beschrieben werden. Fast stets findet sich an dem oberen Ende der Kante M (110) : M (1$\bar{1}$0) eine Vertiefung, die durch Auflösung der Kristallsubstanz entstanden ist. Mitunter befindet sich der Mittelpunkt der Vertiefung an der oberen Ecke der Kante M (110): M (1$\bar{1}$0), so daß auch noch ein Teil der Flächen d (101) und o (111) in Mitleidenschaft gezogen ist (Fig. 12 a, 13 a, b), zuweilen auch

etwas tiefer (Fig. 14 a). Den Beginn der Auflösung zeigen Kristall No. 9 (Fig. 9 a) und No. 10 (Fig. 10 a). Oberhalb und unterhalb dieser Vertiefung finden sich Flächen, die ebenfalls auf Auflösung und die darauf folgende Ausheilung zurückzuführen sind. Je weiter die Auflösung vorgeschritten ist, um so zahlreicher treten diese Flächen auf. Die Reihenfolge derselben ist unregelmäßig; es entsprechen ihnen meist hohe Indizes, ihre Reflexe ändern beim Heben und Senken des Kristalls ihre Stellung und sind meist nicht einheitlich. Die Anzahl dieser Flächen ist sehr groß. Es wurden jedoch für die genauere Bestimmung nur die markantesten herausgegriffen. Sie werden im folgenden als „Ausheilungsflächen" bezeichnet. Durch zahlreiche Messungen wurde festgestellt, daß auch diese Flächen dem Gesetz der rationalen Indizes unterworfen sind. Diese sind jedoch z. T. sehr hoch. Öfters treten auf a (100), (310), (520), N (210), (320). Die übrigen normalen Prismenflächen sind auch z. T. beträchtlich in ihrer Ausbildung gestört. Abweichungen der gemessenen und berechneten Winkel um 15′ ist keine Seltenheit. Es kommen sogar solche von 30′ und noch mehr vor. Die Abweichungen waren im allgemeinen um so größer, je mehr die Auflösung der Kante M (110) : M ($1\bar{1}0$) vorgeschritten war.

Ein weiteres Charakteristikum der Kristalle des II. Typus ist ein treppenförmiges Abfallen der Prismen l (120) gegen die c-Achse, wie es an den dazu gehörigen Zeichnungen zu sehen ist. Eine Folge davon ist, daß diese Flächen sich nach oben verbreitern. Schmale, neben l (120) liegende Flächen, z. B. m (230) und π (250), treten deshalb oft nur am unteren Ende des Kristalls auf. Das Abfallen der Fläche l (120) findet sich ausnahmsweise bei Kristall No. 8 des I. Typus.

Kristall No. 10 (Marburg), Fig. 10 a, b.

Dimensionen: a : b : c = 8 : 12 : 24 mm, Gewicht 4,008 g.

Kombination:

†a (100), b (010), c (001).

*(15.8.0), *(740), *(540), M (110), m (230), l (120), u (5.11.0), *(490), π (250), (4.11.0), g (130), *(3.11.0), n (140), *†(2.11.0).

(011), W: (043), y (021).

(113), u (112), o (111), x (123), *(1.13.14).

Achsenverhältnis: a : b = 0,52846 : 1.

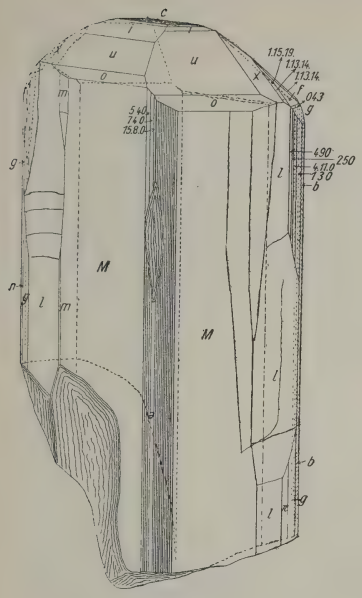


Fig. 10 a.

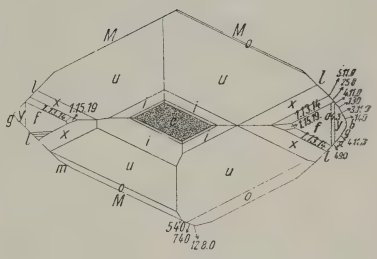


Fig. 10 b.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
†a : M = (100) : (110) =	27° 33′ 15″	27° 51′ 30″	d	—	—	1
*(15 . 8 . 0) : (110) =	12 6 5	12 7 15	c	—	—	1
*(740) : (110) =	10 57 40	11 3 16	c	—	—	1
*(540) : (110) =	4 51 5	4 56 24	c	—	—	1
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55 43 40	55 43 0	d	55° 39′ 30″	— 55° 50′ 25″	2
m : M = (230) : (110) =	10 30 15	10 32 57	c	—	—	1
l : M = (120) : (110) =	18 40 54	18 43 52	c	18 37 10	— 18 43 45	4
u : M = (5.11.0) : (110) =	21 25 5	21 26 46	d	—	—	1
*(490) : (110) =	21 59 55	22 4 23	d	—	—	1
π : M = (250) : (110) =	25 2 0	25 1 23	c	24 45 35	— 25 29 0	4
(4.11.0) : (110) =	27 32 10	27 36 48	c	27 23 45	— 27 40 35	2
g : M = (130) : (110) =	29 48 32	29 54 13	c	29 43 5	— 29 51 45	4
*(3.11.0) : (110) =	34 51 10	34 50 54	c	—	—	1
m : M = (140) : (110) =	36 44 30	36 49 39	c	36 44 25	— 36 44 40	2
*†(2.11.0) : (110) =	43 25 15	43 9 30	d	—	—	1
y : f = (021) : (011) =	18 43 45	18 41 32	c	18 32 55	— 18 50 50	2
f : b = (011) : (010) =	46 18 35	46 22 17	c	—	—	1
W : f = (043) : (011) =	8 4 0	8 10 33	c	—	—	1
i : M = (113) : (110) =	55 47 24	55 47 4	c	55 41 55	— 55 56 5	4
u : M = (112) : (110) =	44 25 24	44 26 0	c	44 20 40	— 44 28 10	4
o : M = (111) : (110) =	26 11 0	26 6 53	c	26 9 40	— 26 20 55	3
x : f = (123) : (011) =	28 57 50	28 59 30	c	28 55 0	— 29 0 37½	4
*(1.13.14) : (011) =	6 1 4	6 1 3	c	5 55 30	— 6 4 30	3

In der Prismenzone herrscht M (110) vor. N (210) findet sich nur auf der vorderen Seite des Kristalls und ist vertikal gestreift. Die Flächen a (100), (15 . 8 . 0), (740) und (540) sind Ausheilungsflächen. W (043) findet sich nur auf der rechten Seite; o (111) fehlt im linken hinteren Oktanten. Die Kante x (123) : f (011) wird dreimal durch die neue Fläche (1 . 13 . 14) abgestumpft. Am Rande der Flächen f (011) finden sich zahlreiche Prärosionsflächen (siehe Figur 10 a, b). Es wurde nur das Verhältnis a : b aus dem Winkel l (120) : l ($\bar{1}$20) bestimmt.

Kristall No. 11 (Marburg), Fig. 11 a, b.

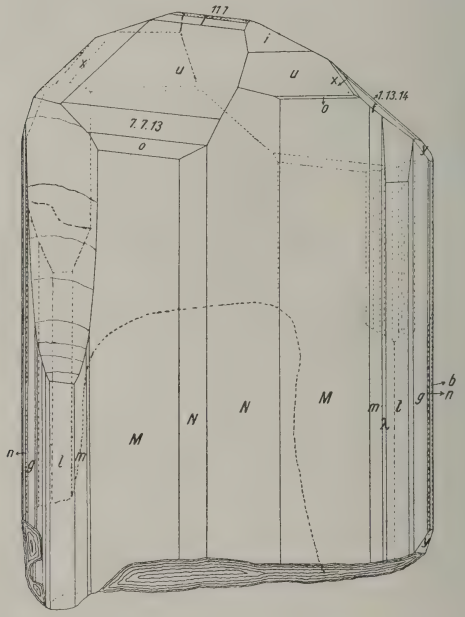


Fig. 11 a.

Dimensionen: a : b : c = 9 : 14 : 23 mm, Gewicht 5,36 g.

Kombination:

b (010), c (001).

N (210), M (110), m (230), λ (470), l (120), *(5 . 12 . 0), π (250), (4 . 11 . 0), g (130), *†(5 . 16 . 0), *†(5 . 17 . 0), n (140).

f (011), *(0 . 11 . 9), y (021).

i (113), u (112). *(7 . 7 . 13), o (111), x (123), *(1 . 13 . 14).

Der Kristall war zur Bestimmung des Achsenverhältnisses ebenfalls nicht geeignet.

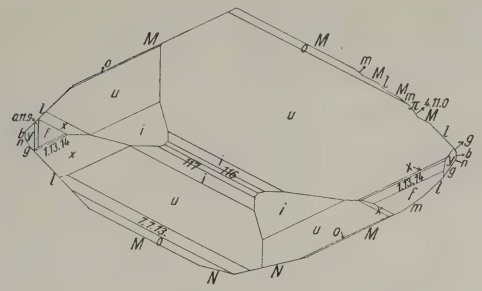


Fig. 11 b.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M : b = (110) : (010) =	62° 8′ 18″	62° 8′ 30″	b	62° 2′ 5″ — 62° 14′ 35″	4
m : b = (230) : (010) =	51 35 10	51 35 33	c	— —	3
λ : b = (470) : (010) =	47 9 45	47 13 58	c	— —	1
l : b = (120) : (010) =	43 24 9	43 24 38	b	43 19 55 — 43 28 0	4
*(5.12.0) : (010) =	38 24 30	38 15 0	c	— —	1
π : b = (250) : (010) =	37 4 25	37 7 7	c	— —	1
(4.11.0) : (010) =	34 44 30	34 31 42	c	34 42 50 — 34 46 10	2
g : b = (130) : (010) =	32 14 46	32 14 17	b	32 12 15 — 32 20 30	4
*†(5.16.0) : (010) =	30 37 20	30 35 38	d	— —	1
*†(5.17.0) : (010) =	29 10 10	29 5 40	d	— —	1
n : b = (140) : (010) =	25 19 44	25 18 51	b	25 17 0 — 25 23 5	4
f : b = (011) : (010) =	46 23 17	46 22 17	c–d	46 21 20 — 46 27 11	2
*(0.11.9) : (010) =	40 38 25	40 38 26	b	— —	1
y : b = (021) : (010) =	27 39 47	27 40 45	b	27 35 55 — 27 40 4	3
i : M = (113) : (110) =	55 50 52	55 47 4	c	55 48 30 — 55 56 0	4
u : M = (112) : (110) =	44 24 56	44 26 0	d	44 1 0 — 44 28 0	4
*(7.7.13) : (110) =	42 13 50	42 18 50	c	— —	1
o : M = (111) : (110) =	26 6 6	26 6 53	c	25 59 55 — 26 8 30	4
x : l = (123) : (120) =	48 52 20	48 49 14	c	48 49 20 — 48 56 25	4
*(1.13.14) : (123) =	22 57 43	22 58 27	c	22 54 20 — 23 4 30	2
f : x = (011) : (123) =	28 56 32	28 59 12	c	28 56 0 — 28 57 5	2

In der Prismenzone herrschen die Hauptprismen, unter den Kopfflächen u (1̄12) und u (11̄2) vor, so daß der Kopf ein langgestrecktes Aussehen in schiefer Richtung erhält (Fig. 11 b). Vom Prisma N (210) finden sich Flächen nur auf der Vorderseite des Kristalls. Sie sind vertikal gestreift und geben ein breites Reflexband. Das oben erwähnte Abfallen der Fläche l (120) ist hier

im linken vorderen Oktanten gut zu beobachten (Fig. 11 a). Unter den Kopfflächen sind zu erwähnen die beiden neuen Formen, (7 . 7 . 13) und (0 . 11 . 9). Erstere ist mittelgroß, etwas größer wie o (111), letztere schmal, bietet aber einen guten Reflex. Von der neuen Form (1 . 13 . 14) treten zwei Flächen auf; die des rechten hinteren Oktanten ist von mittlerer Größe.

Kristall No. 12 (Marburg), Fig. 12 a, b.

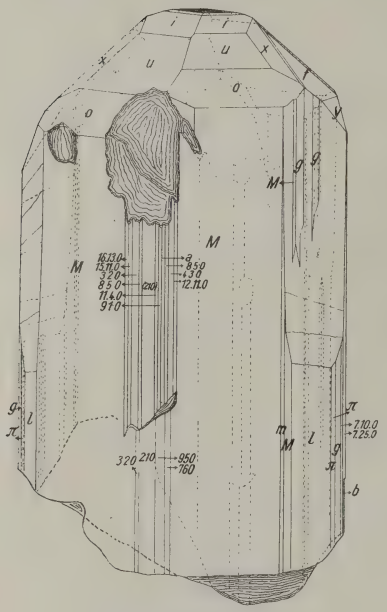


Fig. 12 a.

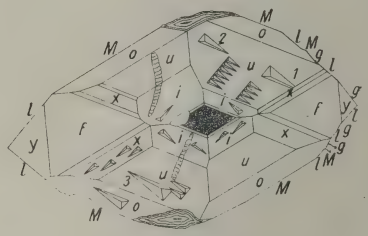


Fig. 12 b.

Dimensionen: a : b : c = 9 : 14 : 24 mm, Gewicht 5,28 g.

Kombination:

a (100), b (010), c (001).

*†(910), *†(11 . 4 . 0), N (210), *†(950), *†(850), *(320), *†(15 . 11 . 0), *†(430), *†(16 . 13 . 0), *†(760), *†(12 . 11 . 0), M (110), *(9 . 10 . 0) Str. i. M., *†(780) Str. i. M, *(790), m (230), l (120), *†(8 . 17 . 0), *(370), π (250), (4 . 11 . 0), g (130), *†(3 . 10 . 0), *†(7 . 25 . 0).

f (011), y (021).

i (113), u (112), o (111), x (123).

Zur Bestimmung des Achsenverhältnisses ist der Kristall ebenfalls nicht geeignet.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
a : M = (100) : (110) =	27° 54′ 30″	27° 51′ 30″	d	27° 51′ 15″ — 27° 57′ 45″	2
*†(910) : (110) =	24 26 26	24 29 51	d	— —	1
*†(11 . 4 . 0) : (110) =	16 57 45	16 58 44	d	— —	1
N : M = (210) : (110) =	13 4 56	13 3 18	c	12 57 34 — 13 10 45	3
*†(950) : (110) =	11 30 30	11 29 39	d	— —	1
*†(850) : (110) =	9 37 15	9 34 40	d	9 32 45 — 9 41 45	2
*(320) : (110) =	8 29 48	8 26 54	c	8 23 45 — 8 34 23	3
*†(15 . 11 . 0) : (110) =	6 43 23	6 40 20	d	— —	1
*†(430) : (110) =	6 17 30	6 14 4	c	— —	1
*†(16 . 13 . 0) : (110) =	4 38 38	4 37 5	d	— —	1
*†(760) : (110) =	3 27 20	3 29 11	d	— —	1
*†(12 . 11 . 0) : (110) =	2 1 26	2 0 30	c	— —	1
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55 43 54	55 43 0	c–d	55 41 23 — 55 48 56	2
Str. i. M. = *(9 . 10 . 0) : (110) =	2 27 45	2 . 33 59	c	— —	1
Str. i. M. = *†(780) : (110) =	3 15 20	3 16 28	d	3 9 40 — 3 18 10	2
*(790) : (110) =	6 17 40	6 20 23	c	— —	1
m : M = (230) : (110) =	10 30 42	10 32 37	c	10 17 10 — 10 32 35	3
l : M = (120) : (110) =	18 42 55	18 43 52	c	18 40 10 — 18 45 0	4
*(370) : (110) =	23 0 45	23 4 18	d	— —	1
π : M = (250) : (110) =	24 56 32	25 1 23	c	24 39 15 — 25 14 45	4
(4 . 11 . 0) : (110) =	27 31 15	27 36 48	d	27 12 20 — 27 50 10	2
g : M = (130) : (110) =	29 48 39	29 54 13	c	29 45 25 — 29 54 30	4
*†(3 . 10 . 0) : (110) =	32 32 30	32 33 45	d	— —	1
*†(7 . 25 . 0) : (110) =	34 14 27	34 14 15	d	— —	1
b : M = (010) : (110) =	62 14 25	62 8 30	d	62 3 50 — 62 25 0	2
f : f = (011) : (0$\bar{1}$1) =	87 12 15	87 15 26	b	— —	1
y : y = (021) : (0$\bar{2}$1) =	124 39 0	124 38 30	a	— —	1
y : f = (021) : (011) =	18 43 24	18 41 32	b	18 43 10 — 18 43 38	2
i : M = (113) : (110) =	55 49 12	55 47 4	b	55 48 30 — 55 49 45	4
u : M = (112) : (110) =	44 22 7	44 26 0	d	44 15 40 — 44 27 25	4
o : M = (111) : (110) =	26 6 47	26 6 53	a	26 6 10 — 26 8 35	4
x : f = (123) : (011) =	29 0 8	28 59 12	c	28 59 40 — 29 0 35	2
u : f = (112) : (011) =	42 36 11	42 32 37	c	42 30 50 — 42 39 41	3

Bei diesem Kristall ist die oben (p. 743) beschriebene Auflösung schon weit vorgeschritten. Es finden sich viele Ausheilungsflächen, so a (100), (910), (11 . 4 . 0), (210), (950), (850), (320), (15 . 11 . 0), (430), (16 . 13 . 0), (760), (12 . 11 . 0), auch weichen die normalen Prismenflächen aus ihrer normalen Stellung z. T.

beträchtlich ab. Das Brachypinakoid findet sich nur am rechten unteren Ende des Kristalls. Die Kopfflächen sind mit zahlreichen Ätzfiguren bedeckt. Die Kante x (123) : u (112) des linken hinteren Oktanten ist durch eine Prärosionsfläche abgestumpft, der ungefähr die Indizes (235) entsprechen.

Kristall No. 13 (Marburg), Fig. 13 a, b, c.

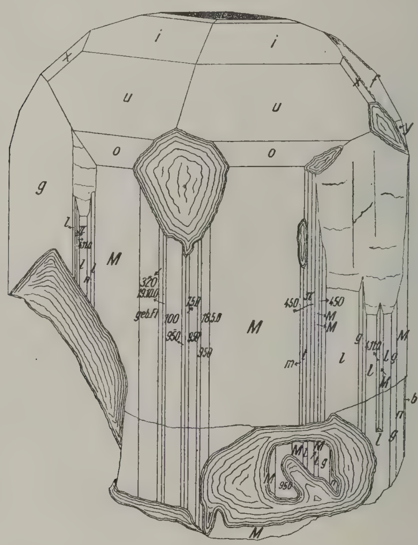


Fig. 13 a.

Dimensionen: a : b : c = 13 : 16 : 21 mm. Gewicht 7,66 g.

Kombination:

a (100), b (010), c (001).

*†(15 . 4 . 0), *(310), *†(730), N (210), *†(950), *(320), *†(750), M (110), †Q (450), m (230), *†(10 . 17 . 0), l (120), *†(370), *†(12 . 29 . 0), π (250), *†(5 . 13 . 0), †(4 . 11 . 0), *†(5 . 14 . 0), g (130), *†(4 . 13 . 0), *†(270), *†(4 . 15 . 0), n (140), *†(3 . 14 . 0), †μ (150).

f (011), y (021).

i (113), u (112), o (111), x (123).

Zur Bestimmung des Achsenverhältnisses ist der Kristall ebenfalls nicht geeignet.

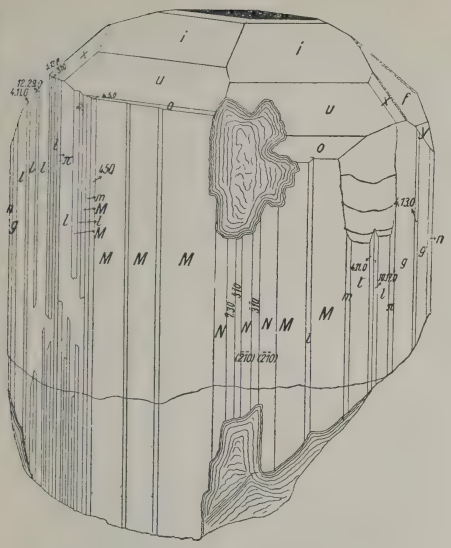


Fig. 13b.

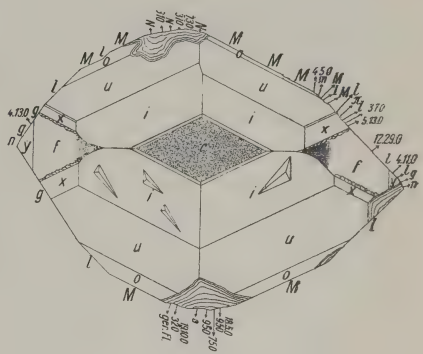


Fig. 13c.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz der gem. Kant.
a : M = (100) : (110) =	27° 51′ 38″	27° 51′ 30″	appr.	27° 50′ 15″—27° 53′ 0″	2
*†(15.4.0) : (110) =	19 38 15	19 28 8	c	— —	1
*(310) : (110) =	17 50 25	17 51 59	c	— —	1
*†(730) : (110) =	15 13 20	15 5 43	c	— —	1
N : M = (210) : (1$\bar{1}$0) =	12 53 18	13 3 18	c	12 47 55 —12 56 0	2
*†(950) : (110) =	11 21 5	11 29 39	b	— —	1
*(320) : (110) =	8 19 30	8 26 54	c	— —	1
*†(750) : (110) =	7 8 10	7 10 32	d	— —	1
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55 42 26	55 43 0	b	55 41 45 —55 43 6	2
†Q : M = (450) : (110) =	5 28 11	5 35 38	c	— —	1
m : M = (230) : (110) =	10 36 18	10 32 37	c	10 35 45 —10 37 25	2
*†(10.17.0) : (110) =	14 3 45	14 4 54	d	— —	1
l : m = (120) : (110) =	18 43 58	18 43 52	b	18 41 40 —18 46 55	4
*†(370) : (110) =	23 8 20	23 4 18	c	— —	1
*†(12.29.0) : (110) =	24 3 30	24 5 4	d	— —	1
π : M = (250) : (110) =	25 3 42	25 1 23	c	24 54 35 —25 10 15	4
*†(5.13.0) : (110) =	26 15 23	26 5 54	d	— —	1
†(4.11.0) : (110) =	27 27 56	27 36 48	d	27 13 35 —27 50 10	4
*†(5.14.0) : (110) =	28 17 20	28 5 39	d	— —	1
g : M = (130) : (110) =	29 51 30	29 54 13	c	29 40 35 —30 2 35	4
*†(4.13.0) : (110) =	31 52 30	31 56 7	c	— —	1
*†(270) : (110) =	33 26 25	33 42 50	d	— —	1
*†(4.15.0) : (110) =	35 28 50	35 22 9	d	— —	1

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant
n : M = (140) : (110) =	36° 43′ 48″	36° 49′ 39″	c	36° 25′ 45″ — 37° 4′ 10″	3
*†(3.14.0) : (110) =	40 3 15	40 4 22	d	— —	1
†μ : M = (150) : (110) =	41 45 10	41 24 51	d	— —	1
b : M = (010) : (110) =	62 9 30	62 8 30	c	— —	1
f : f = (011) : (0$\bar{1}$1) =	87 10 25	87 15 26	b	— —	1
y : f = (021) : (011) =	18 38 10	18 41 32	d	18 31 10 — 18 45 10	2
c : M = (001) : (110) =	90 0 2	90 0 0	c	89 59 20 — 90 0 35	3
i : M = (113) : (110) =	55 51 33	55 47 4	b–c	55 50 5 — 55 52 40	4
u : M = (112) : (110) =	44 25 2	44 26 0	b–c	44 15 5 — 44 27 40	4
o : M = (111) : (110) =	26 7 59	26 6 53	b–c	26 6 55 — 26 10 15	4
u : f = (112) : (011) =	42 33 58	42 33 0	c	42 30 5 — 42 36 10	4
x : f = (123) : (011) =	28 55 48	28 59 30	d	28 52 0 — 28 58 5	4

Der Kristall war am meisten von allen Kristallen in der p. 743, 744 angegebenen Weise gestört. a (100), (15.4.0), (310), (730), N (210), (950), (320), (750) gehören zu den Ausheilungsflächen. Alle Formen mit höheren Indizes mußten als unsicher angesehen werden. Durch das Auftreten zahlreicher schmaler Flächen in der Prismenzone hat der Kristall ein walzenförmiges Aussehen. Die Kopfflächen sind mit zahlreichen Ätzfiguren bedeckt, die Basis ist matt.

Kristall No. 14 (Marburg), Fig. 14 a, b, c.

Dimensionen: a : b : c = 10 : 16 : 15 mm. Gewicht 4,14 g.

Kombination:

b (010), c (001).

*(520), N (210), *(320), M (110), m (230), l (120), *†(11.23.0) Str. i. l, π (250), (4.11.0), g (130), *†(5.16.0), *†(3.10.0), *†(3.11.0), n (140), μ (150).

f (011), *(054), y (021), d (101), h (103).

i (113), u (112), *(9.9.10) Str. i. o., o (111), x (123).

Achsenverhältnis: b : c = 1 : 0,95302.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. de gem Ka
*(520) : (110) =	15° 49′ 0″	15° 55′ 15″	d	— —	1
N : M = (210) : (110) =	13 7 13	13 3 18	c	13° 0′ 38″ — 13° 10′ 30″	2
*(320) : (110) =	8 30 27	8 26 54	c	8 27 0 — 8 37 20	2
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55 42 15	55 43 0	c	55 38 15 — 55 45 3	2
m : M = (230) : (110) =	10 42 10	10 32 57	c	10 34 20 — 10 47 5	2

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
l : M = (120) : (110) =	18° 44′ 39″	18° 43′ 52″	b–c	18° 42′ 50″ – 185° 0′ 55″	4
r. i. l = *†(11.23.0) : (110) =	19 58 40	20 0 4	d	—	1
(4.11.0) : (110) =	27 28 43	27 36 48	c–d	27 22 30 — 27 31 20	2
g : M = (130) : (110) =	29 53 50	29 54 13	c	29 50 40 — 29 58 0	4
*†(5.16.0) : (110) =	31 30 30	31 32 52	c	—	1
*†(3.10.0) : (110) =	32 40 50	32 33 45	c	—	1
*†(3.11.0) : (110) =	34 44 25	34 50 54	c	—	1
n : M = (140) : (110) =	36 48 45	36 49 39	c	36 35 15 — 36 54 15	4
μ : M = (150) : (110) =	41 19 55	41 24 51	b	—	1
b : M = (010) : (110) =	62 6 50	62 8 30	c	62 5 5 — 62 10 0	4
f : f = (011) : (0$\bar{1}$1) =	87 14 36	87 15 26	a	—	1
y : y = (021) : (0$\bar{2}$1) =	124 34 9	124 38 30	b	—	1
f : b = (011) : (010) =	46 23 0	46 22 17	a	46 22 30 — 46 23 30	2
*(054) : (010) =	40 0 50	40 0 19	c	—	1
y : b = (021) : (010) =	27 42 8	27 40 45	b	27 41 55 — 27 42 20	2
d : a = (101) : (100) =	29 4 35	28 59 20	d	—	1
i : M = (113) : (110) =	55 48 28	55 47 4	c	55 45 15 — 55 51 0	4
u : M = (112) : (110) =	44 24 5	44 26 0	c	44 10 55 — 44 28 20	4
Str. i. o = *(9.9.10) : (110) =	28 33 11	28 34 54	c	—	1
o : M = (111) : (110) =	26 7 47	26 6 53	b	26 7 30 — 26 14 41	4
x : l = (123) : (120) =	48 45 30	48 49 14	b	48 44 20 — 48 46 25	4

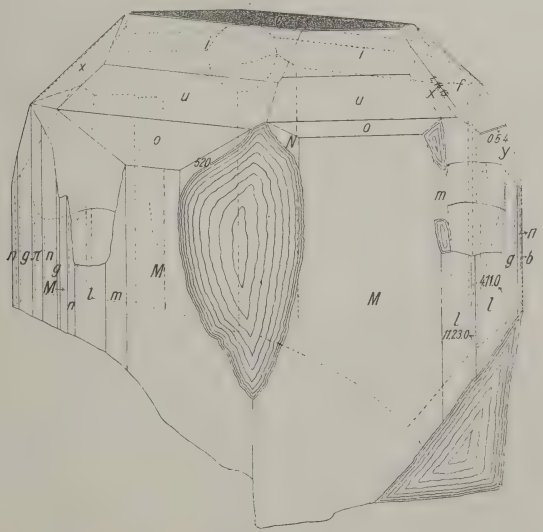


Fig. 14a.

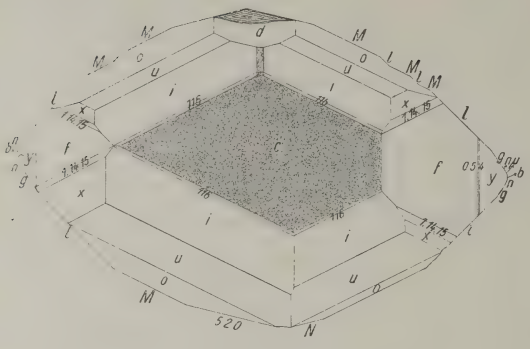


Fig. 14b.

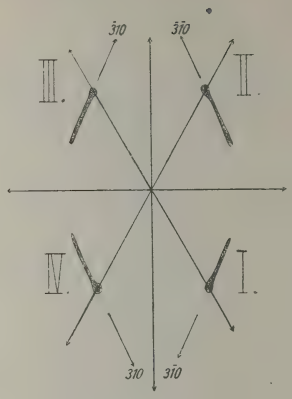


Fig. 14c.

Der Kristall war ebenso wie die vorhergehenden stark gestört. Die die Kanten M (110) : M ($1\bar{1}0$) abstumpfenden Flächen gehören zu den Ausheilungsflächen. Es ist dies der einzige der untersuchten Kristalle, an dem μ (150) sicher festgestellt wurde. Diese Form wurde von V. Goldschmidt und Mitarbeitern noch nicht beobachtet. Die Kopfflächen sind mit zahlreichen Ätzfiguren bedeckt. Das Reflexbild derselben auf c (001) zeigt Fig. 14c (stereograph. Projekt.). d (101) findet sich allein auf der Rückseite des Kristalls, ebenso h (103) als schmale matte Fläche. Die Kante f (011) : y (021) wird rechts durch die neue Fläche (054) nur schwach abgestumpft. In allen vier Oktanten findet sich eine schmale Prärosionsfläche, der wahrscheinlich die Indizes (1 . 13 . 14) entsprechen. Genauere Messungen konnten nicht ausgeführt werden. Das Verhältnis b : c wurde bestimmt aus dem Winkel f (011) : f ($0\bar{1}1$).

Kristall No. 15 (Marburg), Fig. 15a, b.

Dimensionen: a : b : c = 10 : 14 : 25 mm, Gewicht 5,66 g.

Kombination:

b (010), c (001), M (110), $\mathfrak{N}$ (8 . 11 . 0), m (230), λ (470), l (120), u (5 . 11 . 0), *(370), (4 . 11 . 0), g (130).

W: (043), y (021), d (101), h (103).

i (113), u (112), o (111), x (123), v (122).

Achsenverhältnis: b : c = 1 : 0,95345.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M:b = (110) : (010) =	62° 6′ 23″	62° 8′ 30″	c	61° 49′ 40″ — 62° 8′ 5″	4
$\mathfrak{N}$:b = (8.11.0) : (010) =	54 0 28	53 59 34	c	53 56 55 — 54 4 0	2
m:b = (230) : (010) =	51 32 40	51 35 33	c	— —	1
λ:b = (470) : (010) =	47 16 15	47 13 58	c	— —	1
l:b = (120) : (010) =	43 27 17	43 24 38	c	43 25 15 — 43 30 5	3
u:b = (5.11.0) : (010) =	40 39 55	40 41 44	c	— —	1
*(370) : (010) =	39 5 30	39 3 12	c	— —	1
(4.11.0) : (010) =	34 37 40	34 31 42	c–d	34 36 50 — 34 38 30	2
g:b = (130) : (010) =	32 16 48	32 14 17	c	32 14 0 — 32 48 5	3
y:y = (021) : ($0\bar{2}1$) =	124 39 15	124 38 30	a	— —	1
W:b = (043) : (010) =	38 10 32	38 11 44	b	38 10 4 — 38 11 0	2
y:b = (021) : (010) =	27 40 2	27 40 45	b	27 39 8 — 27 40 57	2
h:d = (103) : (101) =	29 57 15	29 58 45	a	— —	1
i:M = (113) : (110) =	55 49 5	55 47 4	c	55 34 49 — 55 50 35	4
u:M = (112) : (110) =	44 23 11	44 26 0	d	44 10 45 — 44 38 40	4
o:M = (111) : (110) =	26 1 11	26 6 53	c	25 58 26 — 26 2 45	4
x:l = (123) : (120) =	48 54 15	48 49 14	b	48 52 15 — 48 55 15	4
v:m = (122) : (120) =	37 20 6	37 18 36	a	37 16 4 — 37 23 23	4

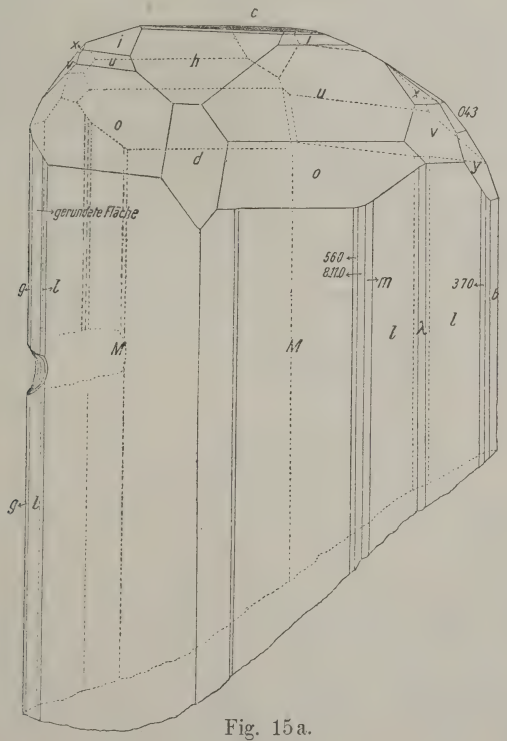


Fig. 15a.

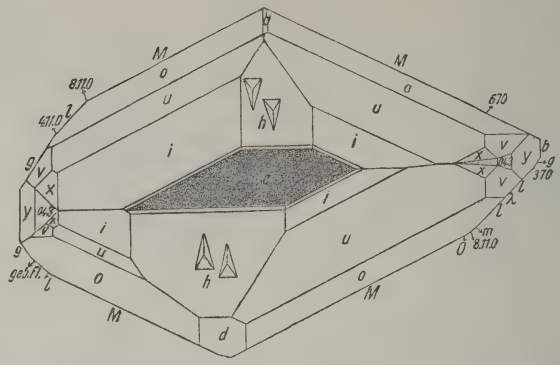


Fig. 15 b.

Der Kristall gehört nach seinem ganzen Habitus durchaus zu dem II. Typus. Doch findet sich bei ihm weder das Abfallen der Fläche l (120) noch die oben (p. 743) erwähnte Auflösungserscheinung. Vorzüglich ausgebildet ist das Brachypinakoid, gegen das die Prismenflächen gemessen wurden. In der Prismenzone herrscht das Hauptprisma vor, unter den Kopfflächen treten die Brachydomen sehr zurück. An Stelle von f (011) findet sich ebenso wie bei Kristall No. 6 die hier kleine Fläche W (043). Auffallend groß ist das Makrodoma h (103), auf dem gut ausgebildete, oben (p. 726) beschriebene Ätzfiguren zu sehen sind. Die Basis ist matt und in der Richtung der b-Achse verlängert. In allen vier Oktanten tritt die an Kristallen dieses Typus noch nicht beobachtete Form v (122) auf. Die Kanten sind meist durch Prärosionsflächen abgestumpft. Das Verhältnis b : c wurde aus dem Winkel y (021) : y ($0\bar{2}1$) bestimmt.

Kristall No. 16 (Bonn), Fig. 16 a, b.

Dimensionen: a : b : c = 18 : 30 : 37 mm. Gewicht 26,65 g.

Kombination:

b (010), c (001).

*(320), *(430) *(970), *(540), M (110), *(670), m (230), T (580), *(6.11.0), l (120), *(490), π (250), g (130).

f (011), y (021), d (101).

i (113), u (112), o (111), x (123), v (122).

Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52848 : 1 : 0,95315.

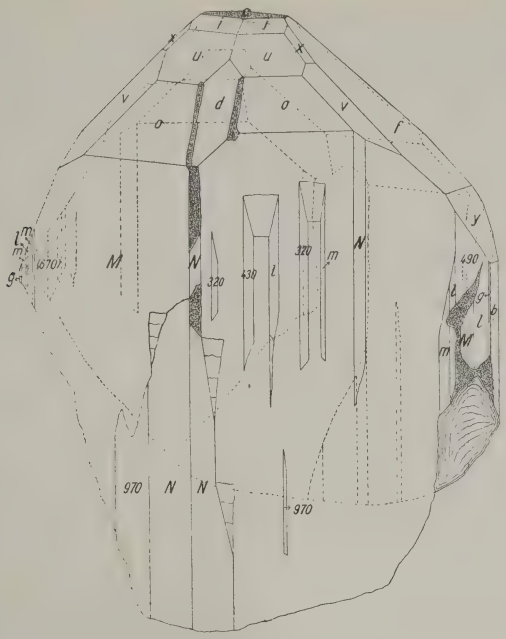


Fig. 16a.

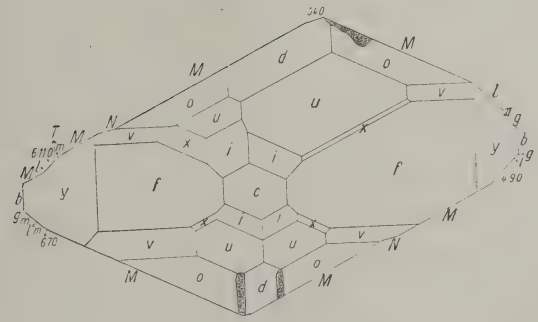


Fig. 16b.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
N : M = (210) : (110) =	13° 1′ 54″	13° 3′ 18″	c	12° 58′ 30″—13° 6′ 30″	3
*(320) : (110) =	8 27 15	8 26 54	c	— —	1
*(430) : (110) =	6 15 15	6 14 4	c	— —	1
*(970) : (110) =	5 33 7	5 30 40	c	5 30 30 —5 38 20	2
*(540) : (110) =	4 52 55	4 56 16	c	— —	1

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M:M = (110):(1$\bar{1}$0) =	55°42′36″	55°43′0″	a	55°42′6″ —55°43′26″	2
*(670):(110) =	3 54 30	3 48 4	c	— —	1
m:M = (230):(110) =	10 31 58	10 32 57	b	10 28 5 —10 34 5	5
T:M = (580):(110) =	12 29 45	12 21 43	c	— —	1
*(6.11.0):(110) =	16 12 0	16 14 23	c	— —	1
l:M = (120):(110) =	18 43 12	18 43 52	b	18 40 0 —18 44 45	4
*(490):(110) =	22 7 5	22 4 53	c	— —	1
π:M = (250):(110) =	25 1 55	25 1 23	c	— —	1
g:M = (130):(110) =	29 54 0	29 54 13	b	29 51 55 —29 55 25	3
b:M = (010):(110) =	62 8 25	62 8 42	b	62 8 15 —62 8 45	4
f:f = (011):(0$\bar{1}$1) =	87 14 57	87 15 26	a	— —	1
f:c = (011):(001) =	43 37 32	43 37 43	a	43 36 8 —43 38 56	2
y:b = (021):(010) =	27 42 6	27 40 45	a	27 41 42 —27 42 30	2
d:c = (101):(001) =	60 58 38	61 0 40	a	60 58 15 —60 59 0	2
i:M = (113):(110) =	55 46 56	55 47 4	a	55 46 30 —55 47 15	4
u:M = (112):(110) =	44 26 33	44 26 0	a	44 25 45 —44 27 0	4
o:M = (111):(110) =	26 8 7	26 6 53	a	26 7 50 —26 8 30	4
x:c = (123):(001) =	41 10 30	41 10 46	a–b	41 10 0 —41 11 30	4
v:c = (122):(001) =	52 41 15	52 41 24	a	52 40 15 —52 42 15	4
d:f = (101):(011) =	69 26 28	69 28 0	a	69 26 0 —69 26 45	4
u:f = (112):(011) =	42 31 34	42 33 0	a	42 31 15 —42 32 0	4
x:f = (123):(011) =	28 59 26	28 59 12	b	28 59 15 —28 59 38	4

Der Kristall gehört nach seinem Habitus eigentlich keinem der drei Typen an. Er wurde an den Schluß des vorliegenden Abschnitts gestellt, weil er mit Typus II noch am ehesten zu vergleichen ist. Die Prismenzone wird nahezu vollständig von den Hauptprismen eingenommen. Sie sind charakterisiert durch das allmähliche treppenförmige Abfallen gegen die c-Achse nach dem Kopf zu. Dadurch entstehen eigentümliche Figuren, wie sie in Fig. 16 a zu sehen sind. Sie zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit den Wachstumshügeln auf Kristall No. 1 mit dem Unterschied, daß die unteren Grenzflächen fehlen, die oberen unregelmäßig ausgebildet sind. In der Prismenzone werden diese Figuren von gut ausgebildeten Flächen begrenzt, wie (430) und (120) oder (320) und (230). Z. T. sind sie einseitig begrenzt wie von (320), (970), (540). Eine Folge der schwachen treppenförmigen Abwechslung ist auch das Ausfallen der Prismen N (210) nach dem oberen Ende des Kristalls zu (Fig. 16 a). Mitunter finden sich

die Figuren nicht an der ganzen Fläche M (110); die Partie, wo sie fehlen, ist dann gegen die übrige Fläche gehoben, was vor allen Dingen im linken hinteren Oktanten gut zu sehen ist (Fig. 16 b). Den Übergang beider Teile bildet auf der einen Seite (210), auf der anderen m (230), T (580), (6 . 11 . 0) und l (120). Als größere, normale Fläche tritt (970) im linken vorderen Oktanten auf.

Die Kopfflächen wechseln in ihrer Größe in den verschiedenen Oktanten. Dadurch bietet der Kristall die am gleichmäßigsten ausgeprägte von allen Kopffiguren. Keine der Kopfflächen ist matt. Diejenigen, die im allgemeinen stark geätzt sind, zeigen hier helle Punkte auf mattem Grund, den Beginn der Ätzung. Die sonst nur schwach geätzten Flächen y (021) und o (111) sind hier spiegelglatt. Fast alle Reflexe waren scharf und einheitlich. Das Achsenverhältnis a : b wurde aus dem Winkel der Hauptprismen, b : c als Mittel der beiden aus f (011) : f ($0\bar{1}1$) und y (021) : y ($0\bar{2}1$) bestimmten Verhältnisse $c = \frac{1}{2}(0{,}95320 + 0{,}95310) = 0{,}95315$ bestimmt.

Kristalle des III. Typus (vergl. auch Kristall No. 6 p. 735).

Kristall No. 17 (Bonn), Fig. 17 a, b.

Dimensionen: a : b : c = 15 : 12 : 18 mm. Gewicht 3,39 g.

Kombination:

b (010), c (001).

M (110), m (230), *(350), l (120), *(490) Str. i. l., *(5 . 12 . 0), π (250), *(6 . 17 . 0), g (130).

f (011), W (043), y (021), d (101).

i (113), u (112), *(447), a (223), Z (334), o (111), x (123), v (122), r (121).

ψ (132).

Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52845 : 1 : 0,95352.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M : b = (110) : (010) =	62° 7′ 0″	62° 8′ 30″	b	62° 6′ 4″ — 62° 7′ 56″	2
m : b = (230) : (010) =	51 35 4	51 35 33	b	— —	1
*(350) : (010) =	48 38 0	48 37 23	b	— —	1
l : b = (120) : (010) =	43 24 56	43 24 38	a	43 24 8 — 43 25 45	2
Str. i. l. = *(490) : (010) =	40 7 0	40 3 37	c	— —	1
*(5 . 12 . 0) : (010) =	38 18 15	38 15 0	c	— —	1
π : b = (250) : (010) =	37 8 38	37 7 7	c	— —	1
*(6 . 17 . 0) : (010) =	33 45 25	33 44 0	c	— —	1
g : b = (130) : (010) =	32 15 25	32 14 34	b	32 15 19 — 32 15 30	2

		gem.	ber.	Güte	Grenzen		Anz. der gem. Kant.
f : b =	(011) : (010) =	46° 21′ 56″	46° 22′ 17″	b	—	—	1
W : b =	(043) : (010) =	38 11 19	38 10 28	c	—	—	1
y : b =	(021) : (010) =	27 40 18	27 40 45	a–b	—	—	1
d : d =	(101) : ($\bar{1}$01) =	122 1 0	121 59 8	b	—	—	1
u : M =	(112) : (110) =	44 28 25	44 26 0	b	—	—	1
	*(447) : (110) =	40 46 55	40 37 30	c	—	—	1
a^{3} : M =	(223) : (110) =	36 15 5	36 19 39	c	—	—	1
Z : M =	(334) : (110) =	32 57 35	33 10 9	c	—	—	1
o : M =	(111) : (110) =	26 7 45	26 6 53	b	—	—	1
x : l =	(123) : (120) =	48 49 30	48 49 14	c	—	—	1
v : l =	(122) : (120) =	37 17 35	37 18 36	d	—	—	1
r : l =	(121) : (120) =	20 51 35	20 51 32	c	—	—	1
ψ : g =	(132) : (130) =	30 26 15	30 36 25	b	—	—	1

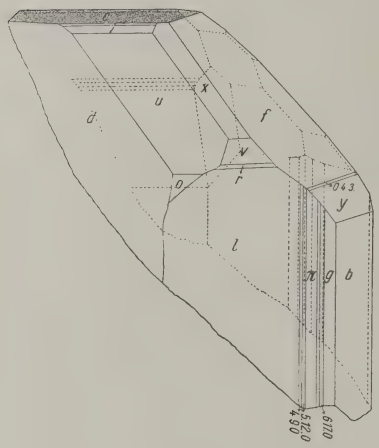


Fig. 17 a.

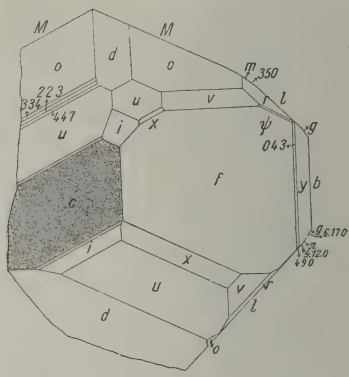


Fig. 17 b.

Der Kristall ist auf der linken Seite abgebrochen. Es sind hier nur die Flächen in der Zone [M ($\bar{1}\bar{1}$0) : c (001)] ausgebildet. In der Breite des Brachypinakoids und der Brachydomen, dem Auftreten von r (121) und ψ (132) zeigt der Kristall die Hauptkennzeichen des III. Typus. Die Pyramiden der Hauptreihe des rechten vorderen und hinteren Oktanten und die Flächen x (123) sind stark gestört. Die seltene Fläche ψ (132) bildet die schmale Abstumpfung der Kante r ($\bar{1}$21) : f (011). Das Achsenverhältnis wurde aus den Winkeln l (120) : l ($\bar{1}$20) und y (021) : b (010) bestimmt.

Kristall No. 18 (Bonn), Fig. 18 a, b.

Dimensionen: a : b : c = 13 : 8 : 9 mm. Gewicht 1,62 g.

Kombination:

b (010), c (001).

N (210), M (110), *†(18.19.0) Str. i. M., *(13.17.0), *(12.17.0), Str. i. M., m (230), *(8.13.0), *(6.11.0), l (120), π (250), (4.11.0), g (130), *(3.11.0), n (140).

f (011), W: (043), y (021), w: (061), *(0.18.1).

i (113), u (112), a: (223), o: (445), *(889) Str. i. o., o (111), x (123), v (122), r (121), *†(5.10.11), ψ (132), ι (131), *†(4.16.15), α (152).

Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52857 : 1 : 0,95288.

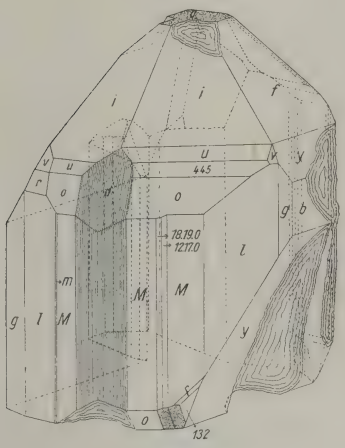


Fig. 18 a.

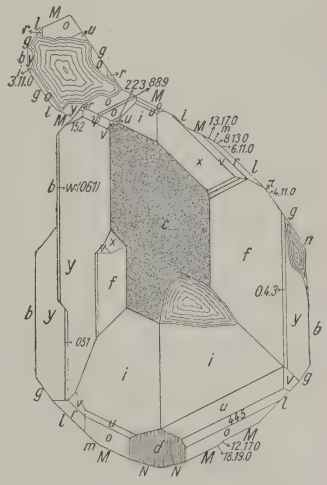


Fig. 18 b.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
N : M = (210) : (110) =	13° 19′ 45″	13° 3′ 18″	d	— —	1
M : b = (110) : (010) =	62 7 50	62 8 30	a	62° 5′ 55″ — 62° 9′ 30″	3
tr. i. M. = *†(18.19.0) : (010) =	60 49 30	60 50 34	d	— —	1
*(13.17.0) : (010) =	55 19 34	55 20 56	c	— —	1
tr. i. M. = *(12.17.0) : (010) =	53 8 25	53 10 30	c	— —	1
m : b = (230) : (010) =	51 32 56	51 35 33	c	51 28 17 — 51 32 56	2
*(8.13.0) : (010) =	49 15 30	49 20 30	c	— —	1
*(6.11.0) : (010) =	45 52 38	45 54 7	d	— —	1
l : b = (120) : (010) =	43 24 28	43 24 38	a	43 23 47 — 43 25 12	3
π : b = (250) : (010) =	37 3 15	37 7 7	b	37 1 30 — 37 5 5	2
(4.11.0) : (010) =	34 27 5	34 31 42	d	— —	1

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
g : b = (130) : (010) =	32° 14′ 18″	32° 14′ 17″	a	32° 13′ 5″ —32° 14′ 55″	3
*(3.11.0) : (010) =	27 14 15	27 17 36	c	— —	1
n : b = (140) : (010) =	25 16 13	25 18 51	c	25 6 20 —25 26 5	2
f : b = (011) : (010) =	46 32 20	46 22 17	c	46 18 30 —46 36 5	3
W^1 : b = (043) : (010) =	38 2 15	38 11 44	c	— —	1
y : b = (021) : (010) =	27 41 14	27 40 45	a	27 39 45 —27 42 0	3
w^1 : b = (061) : (010) =	9 51 28	9 55 3	c	9 48 30 —9 54 25	2
*(0.18.1) : (010) =	3 15 30	3 20 8	c	— —	1
i : M = (113) : (110) =	55 44 18	55 47 4	a	55 42 30 —55 45 0	3
u : M = (112) : (110) =	44 25 25	44 26 0	d	44 10 45 —44 42 20	4
a^2 : M = (223) : (110) =	36 11 51	36 19 39	c	— —	1
o^1 : M = (445) : (110) =	31 30 4	31 29 53	a	— —	1
Str. i. o. = *(889) : (110) =	28 54 46	28 51 26	c	— —	1
o : M = (111) : (110) =	26 6 37	26 6 53	b	25 58 30 —26 26 30	7
x : l = (123) : (120) =	48 30 25	48 49 14	c	— —	1
*†(5.10.11) : (120) =	40 3 53	39 57 9	c	— —	1
v : l = (122) : (120) =	37 19 6	37 18 36	a–b	— —	5
r : l = (121) : (120) =	20 53 5	20 51 32	b	20 49 40 —20 55 0	4
ψ : g = (132) : (130) =	30 35 18	30 36 25	a–b	30 27 10 —30 38 20	3
ι : g = (131) : (130) =	16 29 3	16 28 38	b–c	16 25 34 —16 36 0	2
*†(4.16.15) : (001) =	48 28 20	48 23 0	b	— —	1
α : b = (152) : (010) =	29 27 50	29 28 20	b	— —	1

Der Kristall war parallel der Spaltfläche angewachsen, doch finden sich auch zahlreiche Flächen am unteren Ende, aber nur auf der rechten Seite. An der Rückseite ist ein kleiner Kristall angewachsen (Fig. 18 b). Auf die hierdurch verursachte Störung dürften die neuen vorzüglich ausgebildeten Flächen (6 . 11 . 0), (8 . 13 . 0) und (13 . 17 . 0) zurückzuführen sein. Die Prismen N (210) treten nur an der Vorderseite des Kristalls auf. Sie sind parallel der Prismenkante gestreift. In einer Einbuchtung des Brachypinakoids b (010) liegen y (02$\bar{1}$), w^1 (06$\bar{1}$) und die neue Fläche (0 . $\bar{1}$8 . $\bar{1}$). Erwähnt sei auch das Auftreten der seltenen Formen ψ (132), ι (131) und α (152). o^1 (445), von V. Goldschmidt nur einmal als schmale Fläche beobachtet, hat hier die Breite von u (112) (mittelgroß). Das Achsenverhältnis wurde aus dem Winkel der Prismen l (120) und g (130) und der Brachydomen y (021) gegen das Brachypinakoid berechnet.

Kristall No. 19 (Bonn), Fig. 19 a, b, c, d.

Dimensionen: a : b : c = 19 : 10 : 14 mm. Gewicht 4,87 g.

Kombination:

b (010), **c** (001).

M (110), *(10.11.0), *(8.11.0), **m** (230), *(8.13.0), *(6.11.0), **l** (120), **u** (5.11.0), *(5.12.0), **π** (250), *(5.13.0), *(380), (4.11.0), *†(9.25.0), *†(12.35.0), **g** (130), *(3.11.0), **n** (140).

f (011), **W**: (043), **y** (021), **d** (101).

i (113), **u** (112), **a**: (223), **o** (111), **x** (123), **v** (122), **r** (121), **ψ** (132), **ι** (131).

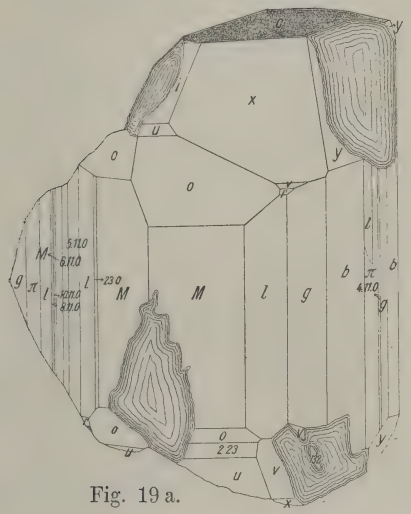


Fig. 19 a.

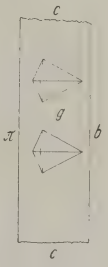


Fig. 19 c.

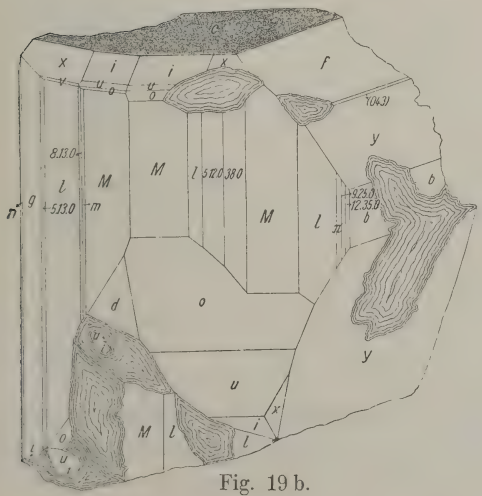


Fig. 19 b.

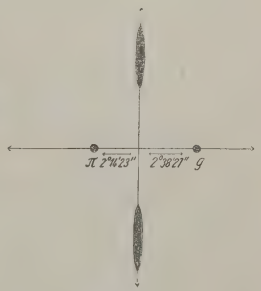


Fig. 19 d.

Zur Bestimmung des Achsenverhältnisses ist der Kristall ebenfalls nicht geeignet.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55° 46′ 5″	55° 43′ 0″	b	55° 44′ 43″ — 55° 48′ 18″	2
M : b = (110) : (010) =	62 8 47	62 8 30	a	62 7 9 — 62 11 50	4
*(10.11.0) : (010) =	59 45 50	59 49 39	c	— —	1
*(8.11.0) : (010) =	53 54 50	53 59 34	c	— —	1
m : b = (230) : (010) =	51 35 18	51 35 33	c	51 33 55 — 51 36 0	2
*(8.13.0) : (010) =	49 17 50	49 20 30	b	— —	1
*(6.11.0) : (010) =	45 58 35	45 54 7	c	— —	1
l : b = (120) : (010) =	43 25 57	43 24 38	b	43 24 45 — 43 27 40	7
u : b = (5.11.0) : (010) =	40 50 0	40 41 44	b	— —	1
*(5.12.0) : (010) =	38 17 0	38 15 0	c	— —	1
$\varkappa$: b = (250) : (010) =	37 9 55	37 7 7	b	37 9 10 — 37 10 20	3
*(5.13.0) : (010) =	36 3 35	36 2 36	b	— —	1
*(380) : (010) =	35 29 30	35 21 20	d	— —	1
(4.11.0) : (010) =	34 23 45	34 31 42	c	— —	1
*†(9.25.0) : (010) =	34 16 50	34 15 33	c	— —	1
*†(12.35.0) : (010) =	32 57 25	32 58 15	c	— —	1
g : b = (130) : (010) =	32 15 50	32 14 17	b	32 13 11 — 32 17 53	4
*(3.11.0) : (010) =	27 19 30	27 17 36	c	— —	1
n : b = (140) : (010) =	25 26 10	25 18 51	b	— —	1
f : b = (011) : (010) =	46 21 34	46 22 17	b	— —	1
W : b = (043) : (010) =	38 14 29	38 11 44	c	— —	1
y : b = (021) : (010) =	27 40 49	27 40 45	b	27 38 18 — 27 47 26	4
				Best.	
i : M = (113) : (110) =	55 44 45	55 47 4	b	nur eine hinreich. genaue	6
u : M = (112) : (110) =	44 18 20	44 26 0	c	„ „ „ „	8
a^2 : M = (223) : (110) =	36 21 50	36 19 39	b–c	— —	1
o : M = (111) : (110) =	26 6 55	26 6 53	b	26 5 11 — 26 8 15	8
				Best.	
x : l = (123) : (120) =	48 49 8	48 49 14	a	nur eine hinreich. genaue	5
v : l = (122) : (120) =	37 20 34	37 18 36	a–b	37 19 41 — 37 21 0	4
r : l = (121) : (120) =	20 55 30	20 51 32	b–c	20 51 15 — 20 59 45	2
ψ : g = (132) : (130) =	30 46 26	30 36 25	b	— —	1
ι : g = (131) : (130) =	16 25 23	16 28 38	c	— —	1
d : o = (101) : (111) =	24 42 10	24 49 0	appr.	— —	1

Der Kristall ist durch einen großen Flächenreichtum ausgezeichnet. Die zahlreichen neuen Formen in der Prismenzone sind die Folge je eines einspringenden Winkels im linken vorderen und

linken hinteren Oktanten, nach welchem die Flächen z. T. zum zweitenmal auftreten. Auf der Rückseite wiederholen sich am unteren Ende die Prismen- und Kopfflächen (Fig. 19 b) infolge Fortwachsung eines Teils des Kristalles. Unter den Kopfflächen herrschen die Brachydomen und die Basis bei weitem vor. a: (223), von V. Goldschmidt nur als schmale Fläche beobachtet, tritt hier in mittlerer Größe auf. Fig. 19 c zeigt die Form der oben (p. 723) beschriebenen Ätzfiguren auf g (130), Fig. 19 d ihr Reflexbild (stereogr. Projekt).

Kristall No. 19 a (Bonn).

Kombination: b (010).
M (110), l (120), π (250), (4.11.0), g (130).
y (021), w: (061), *(0.18.1), *†(0.17.4).
o (111), v (122).

Zur Bestimmung des Achsenverhältnisses ist der Kristall nicht geeignet.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
M:b = (110):(010) =	62°1′ 13″	62°8′ 30″	b-c	62°0′ 30″—62°2′ 40″	2
l:b = (120):(010) =	43 21 30	43 24 38	c	43 21 30 —43 43 0	2
π:b = (250):(010) =	37 18 0	37 7 7	b-c	— —	1
(4.11.0):(010) =	34 30 10	34 31 42	d	— —	1
g:b = (130):(010) =	32 19 15	32 14 17	b-c	32 11 30 32 28 0	2
M:M = (110):(1$\bar{1}$0) =	55 43 15	55 43 0	a	— —	1
l:M = (120):(110) =	18 45 40	18 43 52	c	— —	1
g:M = (130):(110) =	29 44 5	29 54 13	d	— —	1
y:b = (021):(010) =	27 40 28	27 40 45	b	27 38 0 —27 42 55	2
*†(0.17.4):(010) =	13 49 0	13 51 20	b	— —	1
w:b = (061):(010) =	9 42 50	9 55 3	b	— —	1
*(0.18.1):(010) =	3 16 35	3 20 8	b	— —	1
o:M = (111):(110) =	26 5 50	26 6 53	b	26 4 30 —26 7 10	4
v:l = (122):(120) =	37 12 42	37 18 36	c	37 8 38 —37 16 50	2

No. 19 a ist ein kleines an No. 19 angewachsenes Kriställchen. Erwähnenswert ist das Auftreten der neuen Fläche (0.18.1), die sich auch bei Kristall No. 18 findet, doch weniger gut ausgebildet. Sie ist klein, gibt aber einen vorzüglichen Reflex. Ihr gemessener und berechneter Winkel stimmen gut überein.

Kristall No. 20 (Bonn), Fig. 20 a, b, c.

Dimensionen: a : b : c = 9 : 17 : 13 mm. Gewicht 2,69 g.

Kombination:

b (010), c (001).

N (210), M (110), *(890), ℜ (10.13.0), m (230), *†(350) l (120), u (5.11.0), π (250), *(5.13.0), (4.11.0), g (130), n (140).

f (011), y (021), d (101).

ε (114), i (113), u (112), o (111), x (123), v (122), r (121), ι (131).

Achsenverhältnis: a : b : c = 0,52856 : 1 : 0,95302).

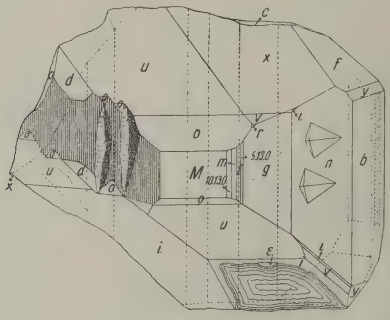


Fig. 20 a.

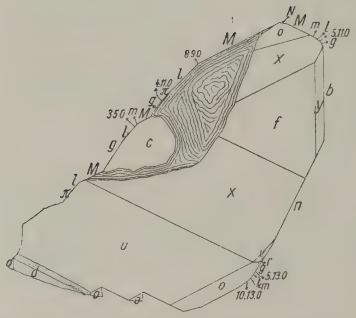


Fig. 20 b.

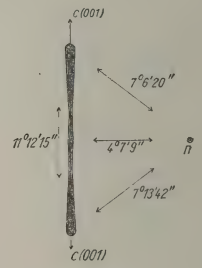


Fig. 20 c.

Winkeltabelle.

	gem.	ber.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
N : M = (210) : (110) =	13° 12′ 35″	13° 3′ 18″	d	— —	1
M : M = (110) : (1$\bar{1}$0) =	55 43 24	55 43 0	a	— —	1
*(890) : (110) =	2 50 30	2 51 40	c	— —	1
ℜ : M = (10.13.0) : (110) =	6 36 10	6 38 6	c	— —	1
m : M = (230) : (110) =	10 29 12	10 32 57	c	10° 22′ 15″—10° 43′ 10″	3
†(350) : (110) =	13 39 15	13 31 7	d	— —	1

	ber.	gem.	Güte	Grenzen	Anz. der gem. Kant.
l : M = (120) : (110) =	18° 43′ 38″	18° 43′ 52″	b	18° 41′ 0″ —18° 45′ 20″	3
u : M = (5.11.0) : (110) =	21 26 35	21 26 46	c	— —	1
π : M = (250) : (110) =	24 58 50	25 1 23	b	— —	1
*(5.13.0) : (110) =	26 0 20	26 5 54	c	— —	1
(4.11.0) : (110) =	27 47 25	27 36 48	c	— —	1
g : M = (130) : (110) =	29 52 23	29 54 13	b	29 46 25 —29 54 20	3
n : M = (140) : (110) =	36 48 5	36 49 39	d	— —	1
b : M = (010) : (110) =	62 8 26	62 8 30	a	62 8 15 —62 8 36	2
f : b = (011) : (010) =	46 22 42	46 22 17	c	— —	1
y : b = (021) : (010) =	27 41 3	27 40 45	a	27 40 42 —27 41 23	2
ε : M = (114) : (110) =	62 52 35	62 58 44	c	— —	1
i : M = (113) : (110) =	55 49 15	55 47 4	b	nur eine hinr. gen. Mess.	2
u : M = (112) : (110) =	44 26 58	44 26 0	c	44° 26′ 10″—44° 27′ 45″	5
o : M = (111) : (110) =	26 3 25	26 6 53	c	nur eine hinr. gen. Mess.	6
x : l = (123) : (120) =	48 49 52	48 49 14	a—b	48° 49′ 15″—48° 54′ 30″	5
v : l = (122) : (120) =	37 19 22	37 18 36	b	37 18 30 —37 20 30	3
r : l = (121) : (120) =	20 54 22	20 51 32	b—c	20 52 50 —20 57 25	2
ι : g = (131) : (130) =	16 27 15	16 28 38	b	nur eine hinr. gen. Mess.	3

Der Kristall war am linken Ende auf einer Prismenfläche aufgewachsen und ist in der Richtung der Kante des Hauptprismas gegen die Basis langgestreckt. Er zeigt so einen von allen anderen Kristallen abweichenden Habitus. Nach der Breite von b (010) und dem Auftreten von r (121) und ι (131) ist er dem III. Typus zuzuschreiben. Der Kristall ist am oberen und unteren Ende ausgebildet, jedoch nur auf der rechten vorderen Seite. Auf der Rückseite wird er nur von Prismenflächen begrenzt. Die an den Kopfflächen auftretenden Ätzfiguren stimmen am oberen und unteren Ende vollkommen überein. Es deutet nichts auf Hemimorphie. Die Ätzfiguren auf n (140) zeigt Fig. 20 a (stark vergrößert), ihr Reflexbild Fig. 20 c (stereogr. Projekt). Nur an diesem Kristall findet sich die auch von V. Goldschmidt und Mitarbeitern beobachtete Form ε (114) als schmale Fläche mit mattem, doch scharfem Reflex. Das Achsenverhältnis wurde aus den Winkeln von M (110), g (130) und y (021) gegen das Brachypinakoid bestimmt.

NJB Geol. Nathist

13. September 1913.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

XXXVI. Beilage-Band.

Zweites Heft.

Mit Tafel VIII—XVII und 18 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart.

Die Bodenschätze Württembergs.

Eine Übersicht über die in Württemberg vorhandenen Erze, Salzlager, Bausteine, Mergel, Tone, Ziegelerden, Torflager, Quellen u. s. f., ihre Verbreitung, Gewinnung und Verwertung

von

Dr. Manfred Bräuhäuser.

8°. 325 Seiten mit 37 Abbildungen.

Preis brosch. Mk. **4.80**, geb. Mk. **5.60**.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart.

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Prof. Dr. **J. F. Pompeckj** in Göttingen.

Bisher erschienen 59 Bände 4° im Umfange von je ca. 40 Bogen Text und 28 Tafeln.

Preis pro Band Mk. 66.—.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Schellwien, E. †: Monographie der Fusulinen. Teil III. H. v. Staff: Die Fusulinen (Schellwienien) Nordamerikas. 4½ Bogen mit 4 einfachen, 1 Doppeltafel und 17 Textfiguren . . . . . Preis Mk. 16.—.

Schrammen, A.: Die Kieselspongien der oberen Kreide von Nordwestdeutschland. Herausgegeben mit Unterstützung der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften. I. Teil: Textraxonia, Monaxonia und Silicia incert. sedis. II. Teil: Triaxonia (Hexactinellida). 4°. 1910—1912. 386 Seiten mit 45 Tafeln, 15 Texttafeln und 5 Textfiguren . . „ „ 84.—.

Boehm, G.: Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien. I. Abteilung: Die Südküsten der Sula-Inseln Taliabu und Mangoli. 4. Abschnitt: Unteres Callovien. 7½ Bogen mit 13 Tafeln . . . . . „ „ 32.—.

Speyer, Carl: Die Korallen des Kelheimer Jura. 7½ Bogen mit 5 Tafeln . . . . . „ „ 18.—.

Neumayer, L.: Zur vergleichenden Anatomie des Schädels eocäner und rezenter Siluriden. 5 Bogen mit 4 Tafeln „ „ 12.—.

Abel, O.: Die eocänen Sirenen der Mittelmeerregion. I. Teil: Der Schädel von Eotherium aegyptiacum. 9 Bogen mit 5 Tafeln und 5 Textfiguren . . . „ „ 20.—.

Scupin, Hans: Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Lief. 1. 11 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 24.—.
Lief. 2. 6½ Bogen mit 3 Tafeln . . . . . „ „ 14.—.
Lief. 3. 9 Bogen mit 7 Tafeln . . . . . „ „ 20.—.

Soergel, W.: Elephas trogontherii Pohl. und E. antiquus Falc., ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. 14½ Bogen mit 3 Tafeln, 8 Tabellen und 14 Textfig. „ „ 32.—.

Wolfer, O.: Die Bryozoen des schwäbischen Jura. 8 Bogen mit 5 Tafeln . . . . . „ „ 18.—.

Wegner, R. N.: Tertiär und umgelagerte Kreide bei Oppeln (Oberschlesien). 12½ Bogen mit 7 Tafeln „ „ 28.—.

Krumbeck, L.: Obere Trias von Buru und Misól. (Die Fogischichten und Asphaltschiefer West-Burus und der Athyridenkalk des Misól-Archipels.) 20½ Bogen mit 11 Tafeln und 11 Textfiguren . . . . . „ „ 40.—.

Inhalt des zweiten Heftes.

	Seite
Henssen, Wilhelm: Beiträge zur Petrographie von Kamerun	247—281
Freudenberg, Wilhelm: Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine. (Mit Taf. VIII—XII.)	282—331
Leidhold, Clemens: Die Quarzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. (Mit Taf. XIII.)	332—369
Steinmann, Gustav: Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika. XX. L. Sommermeier: Die Fauna des Aptien und Albien im nördlichen Perú. Teil II. (Mit Taf. XIV, XV.)	370—412
Täuber, Antonie: Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder großen Seen. (Mit Taf. XVI und 2 Textfiguren.)	413—490
Sederholm, J. J.: Ueber ptygmatische Faltungen. (Mit Taf. XVII und 16 Textfiguren.)	491—512

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart.

Vor kurzem gelangte zum Abschluß:

Die diluviale Vorzeit Deutschlands

Unter Mitwirkung von E. Koken und A. Schliz, herausgegeben von **R. R. Schmidt.**

I. Archäologischer Teil von R. R. Schmidt.
Die diluvialen Kulturen Deutschlands.

II. Geologischer Teil von Ernst Koken.
Die Geologie und Tierwelt der paläolithischen Kulturstätten Deutschlands.

III. Anthropologischer Teil von A. Schliz.
Die diluvialen Menschenreste Deutschlands.

IV. Chronologische Zusammenfassung.

gr. 4°. 305 S. mit 47 Tafeln, mehreren Tabellen und vielen Textfiguren.

Preis in steifem Umschlag **Mk. 100.—**, in künstlerischem Einband **Mk. 108.—**.

Ein für die Erforschung der Kulturanfänge in Deutschland hochbedeutsames, unentbehrliches Werk.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.
Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

CoLibri

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
550.5NJB C001
NEUES JAHRBUCH FUR MINERALOGIE STUTTGART
36 1913
3 0112 026631132